COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA
RAPPORT DIVERS 37

LOCALITÉS MINÉRALOGIQUES CLASSIQUES EN ONTARIO ET AU QUÉBEC

D.D. HOGARTH
L. MOYD
E.R. ROSE
H.R. STEACY

Réimpression de:
Livret-guide des excursions A47-C47
XXIVe Congrès géologique international,
Montréal, 1972

Energy, Mines and Resources Canada
Énergie, Mines et Ressources Canada

1983

©Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1983

En vente au Canada dans

les librairies agréées
et d'autres librairies

ou par la poste au:

Centre d'édition du Gouvernement du Canada
Approvisionnement et Services Canada
Hull (Québec) Canada K1A 0S9

et à la

Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa (Canada) K1A 0E5

Un exemplaire de cette publication peut également être consulté dans les bibliothèques publiques partout au Canada

N° de catalogue M41-8/37F
ISBN 0-660-91142-6

Canada: $4.00
À l'étranger: $4.80

Prix sujet à changement sans préavis

XXIVe CONGRÈS GÉOLOGIQUE INTERNATIONAL
Montréal, Québec
1972

Excursions A47 - C47

LOCALITÉS MINÉRALOGIQUES CLASSIQUES EN ONTARIO ET AU QUÉBEC

D. D. HOGARTH
Université d'Ottawa

L. MOYD
Musée National des Sciences Naturelles, Ottawa

E. R. ROSE
Commission Géologique du Canada

H. R. STEACY
Commission Géologique du Canada

Éditeur du livre-guide
D. J. GLASS
Canadian Export Gas & Oil Ltd.
Calgary.

Traducteurs:
Ovide Maurice,
Conrad Paré,
Ministère des Richesses Naturelles, Québec.

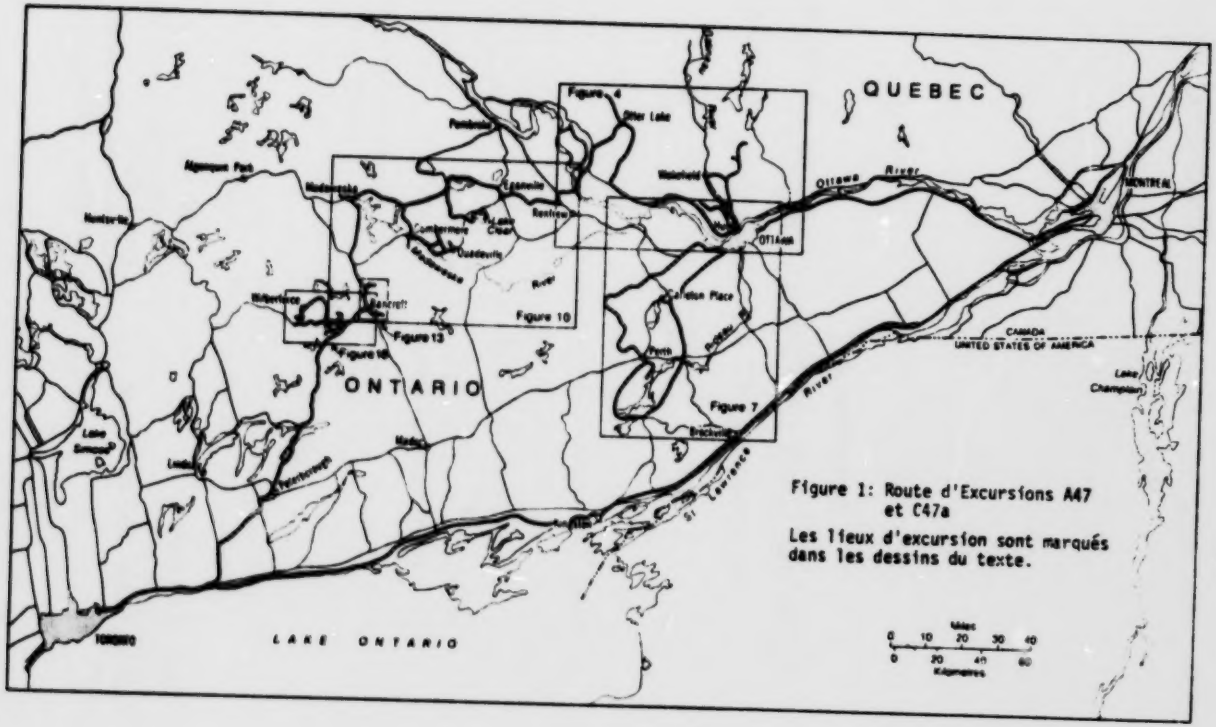


Figure 1: Route d'Excursions A47 et C47a

Les lieux d'excursion sont marqués dans les dessins du texte.

Table des Matières

PAGES

Introduction 1

1ère PARTIE

GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA RÉGION DE L'EXCURSION 2

Situation régionale 2
Province de Grenville 2
Plate-forme du St-Laurent 6
Dépôts post-Ordoviciens 8
Pléistocène et Récent 8

Principales Roches Favorables 8
Pegmatites 8
Marbre et roches calc-silicatées 10
Zone de néphéline et de corindon du sud-est ontarien 13
Filon-dykes de calcite 17

2ème PARTIE

ENDROITS DE COLLECTION DE MINÉRAUX 21

Région de la rivière Gatineau 21
Lac Fortune (endroit no 1, fig. 4) 24
Panorama de Champlain (endroit no 2, fig. 4) 24
Champ de McCloskey (endroit no 3, fig. 4) 25
Carrière Stephen Cross (endroit no 4, fig. 4) 27
Carrière Maxwell (endroit no 5, fig. 4) 29
Mine Evans-Lou (endroit no 6, fig. 4) 29
Mine Leduc (endroit no 7, fig. 4) 30
Mine Vavasour (endroit no 8, fig. 4) 31

Région de Perth 33
Carrière de marbre bleu Lanark (endroit no 1, fig. 7) 34
Mine de feldspath Perth et Keays (endroit no 2, fig. 7) 36
Venue de Perthite (endroit no 3, fig. 7) 38
Vermiculite de la région de Stanleyville 38
Gisement de vermiculite Farrel (endroit no 4, fig. 7) 39
Gisement de vermiculite du lac Pike (endroit no 5, fig. 7) 39

Lac Otter — Région de la rivière Ottawa 40
Prospection de molybdénite Kirkham (endroit no 9, fig. 4) 41
Mine Yates Uranium (endroit no 10, fig. 4) 42
Déblai sur la route de Bryson (endroit no 11, fig. 4) 44
Barrage Rapides-des-Chenaux (endroit no 12, fig. 4) 45

PAGES

RÉGION DE LA VALLÉE DE MADAWASKA 47
Veine de calcite et apatite de la région du Lac Clear 48
Mine d'apatite Smart (endroit no 1, fig. 10) 50
Ile Turner, lac Clear (endroit no 2, fig. 10) 50
Pegmatite à béryl et lyndochite de Quadeville (endroit no 3, fig. 10) 51
Gisement de corindon de Rosenthal (endroit no 4, fig. 10) 53
Mine de corindon Craigmont (endroit no 5, fig. 10) 54
Carrière de feldspath Gole (endroit no 6, fig. 10) 56

RÉGION DE BANCROFT 58
Mine de sodalite Princess (endroit no 1, fig. 13) 58
Colline Cancrinite (endroit no 2, fig. 13) 60
Filons-dykes de néphéline de Davis Hill (endroit no 3, fig. 13) 61
Carrière de pegmatite à néphéline Goulding-Keene (endroit no 4, fig. 13) 64
Prospect de corindon ed Egan Chute (endroit no 5, fig. 13) 65
Zone de tactite de York River (endroit no 6, fig. 13) 66
Mine de feldspath MacDonald (endroit no 7, fig. 13) 67

RÉGION DE WILBERFORCE 70
Mine de mica et de bétafite de Silver Crater (endroit no 1, fig. 16) 70
Mine d'uranium et de fluorine Cardiff (endroit no 3, fig. 16) 76
Occurrence d'amphibole d'Essonville (endroit no 4, fig. 16) 79
Références 79

LES GUIDES DE L'EXCURSION

D. D. HOGARTH
Université d'Ottawa

L. MOYD
Musée National des Sciences Naturelles, Ottawa

E. R. ROSE
Commission Géologique du Canada, Ottawa

H. R. STEACY
Commission Géologique du Canada, Ottawa

INTRODUCTION

Les parties de l'Ontario et du Québec couvertes par cette excursion ont, pour plus d'un siècle, fourni de beaux spécimens d'une grande variété de minéraux qui sont représentés dans plusieurs collections à travers le monde. Comme on le constatera dans les parties qui traitent de la géologie, la région est géologiquement particulièrement favorable pour servir d'hôte à des minéraux intéressants; l'on dénombre par centaines les endroits minéralisés qui ont un intérêt pour le collectionneur et on en découvre de nouveaux chaque année. Pour la présente excursion, les auteurs ont sélectionné 34 localités qui sont devenues classiques ou bien des exemples primordiaux de plusieurs types de gisements ou des localités ayant des spécimens rares et remarquables.

La première partie du livret-guide donne une introduction à la géologie de la région suivie d'une discussion sur les principaux types d'endroits minéralisés: la deuxième partie donne des descriptions des endroits minéralisés que l'on doit visiter. Les auteurs ont contribué comme suit: E. R. Rose a préparé les sections d'introduction sur la géologie et les pegmatites et la description des endroits minéralisés dans la région de Perth; D. D. Hogarth a préparé la partie sur les roches calc-silicatées et les descriptions d'endroits dans les régions de la rivière Gatineau et du lac Otter - rivière Ottawa; L. Moyd a préparé les sections qui traitent des filons-dykes et de la zone à néphéline-corindon dans le sud-est ontarien (avec la collaboration de E. C. Appleyard sur la pétrologie), et les descriptions des endroits minéralisés qui s'y rapportent dans la vallée de la Madawaska et dans les régions de Bancroft et de Wilberforce; et H. R. Steacy a préparé les descriptions des localités pegmatitiques dans la vallée de la Madawaska et dans la région de Bancroft, d'autre part il a compilé une carte géologique généralisée et a édité le livret-guide en tentant de conserver le style individuel de chaque auteur. Les figures ont été préparées par la section de Cartographie Géologique de la Commission Géologique du Canada à qui nous tenons à offrir nos remerciements. Les auteurs se sont servis amplement à même les sources dans la bibliographie.

ROUTE DE L'EXCURSION

La route de l'excursion apparaît sur la figure 1. L'excursion commence à Montréal et se dirige vers l'ouest, avec séjour et logement à Ottawa (trois jours), Combermere (trois jours), Bancroft (trois jours) et Toronto (une journée). Ottawa, Combermere et Bancroft sont des centres de visites sur le terrain; à Toronto il y aura visite à la galerie minéralogique du Royal Ontario Museum. Retour vers Montréal et fin de l'excursion.

PARTIE 1

GEOLOGIE GENERALE DE LA REGION DE L'EXCURSION

SITUATION RÉGIONALE

La région de l'excursion est comprise dans la province précambrienne de Grenville dans le Bouclier Canadien (Fig. 2) ; les roches sous-jacentes sont des granites et des gneiss que l'on plaçait autrefois dans le "système laurentien", des calcaires crystallins et autres roches métasédimentaires semblables au point de vue lithologique à la "série du Grenville" que Sir William Logan de la Commission Géologique du Canada a décrit le premier en 1863 près du village de Grenville, Québec, à quelque 60 milles (96 km) à l'est de Hull et d'Ottawa sur la rivière Ottawa. La région est aussi couverte en partie par la Plate-forme du St-Laurent dans laquelle une suite de roches sédimentaires en lits presque horizontaux d'âge paléozoïque reposent en discordance sur les formations du Bouclier Canadien le long de sa bordure sud au nord du lac Ontario. Dans la vallée d'Ottawa, des segments faillés et plissés des formations paléozoïques se sont affaissés dans les roches du Bouclier le long du graben Ottawa - Bonnechère (Kay, 1942) qui fait partie du système du "rift" du St-Laurent (Kumarapeli et Saull 1966). Quelques-unes de ces failles s'expriment par des escarpements abrupts de direction nord-ouest et par des vallées larges comme celle de la rivière Ottawa (voir figure 3). Du point de vue physiographique, la région est une pénéplaine de glaciation disséquée avec des reliefs occasionnels rarement plus hauts que 1000 pieds (300 m). Les affleurements de roches sont nombreux presque partout dans la région. La figure 3 montre un plan géologique généralisé de la région de l'excursion.

PROVINCE DE GRENVILLE

La partie exposée de la Province de Grenville (Wilson 1925, Gill, 1952) forme une zone de direction nord-est, d'une largeur de 250 milles (400 km) et d'une longueur de 1200 milles (2000 Kms), s'étendant du lac Huron à la côte du Labrador, limitée par le "front de Grenville" sur le côté nord-ouest, et par la Plate-forme du St-Laurent et l'Orogène des Appalaches sur le côté sud-est (Fig. 2). La Province de Grenville consiste principalement en roches métamorphiques et ignées fortement tordues. Dans l'Est de l'Ontario, la Province de Grenville comprend au moins trois groupes complexes de roches métavolcaniques (type Keewatin) et métasédimen-

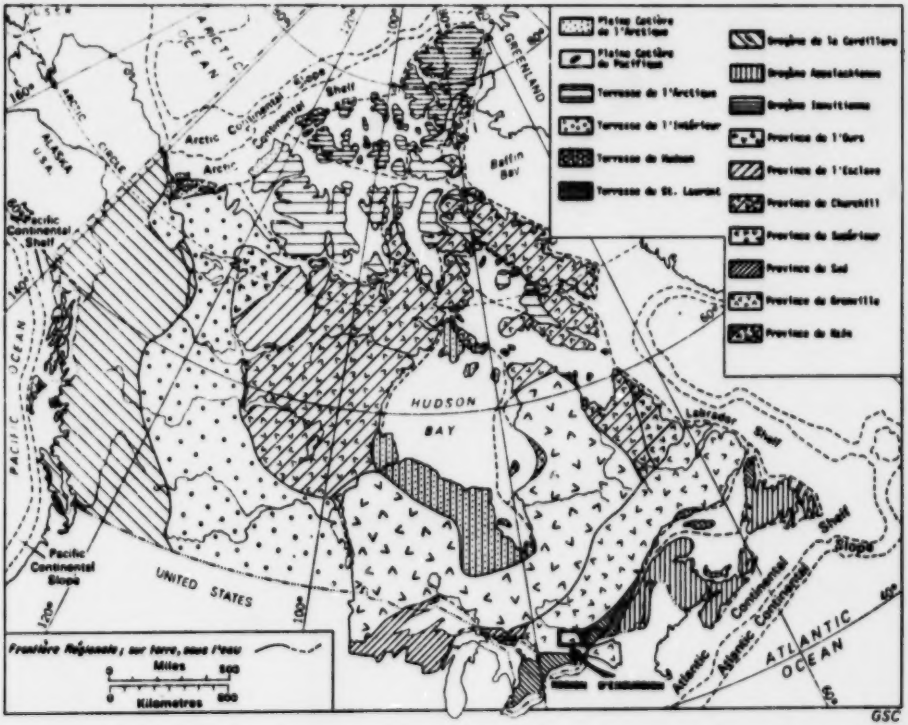
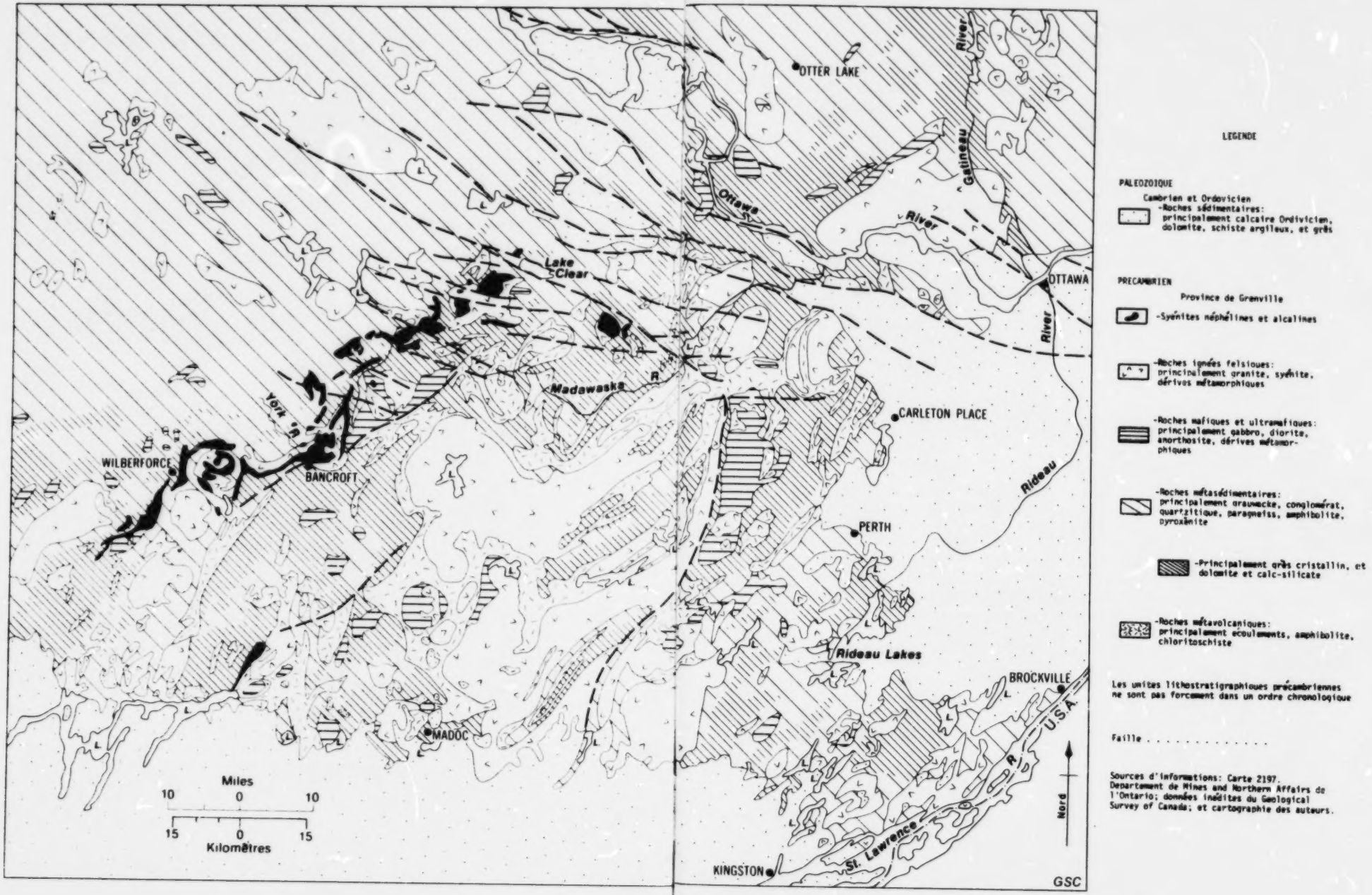


FIGURE 2: Régions géologiques du Canada du Geology and Economic Minerals of Canada; Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Rept. 1 (1970).



LEGENDE

PALEOZOIQUE

Cambrien et Ordovicien

-Roches sédimentaires: principalement calcaire Ordovicien, dolomite, schiste argileux, et grès

PRECAMBRIEN

Province de Grenville

-Syénites néphéliines et alcalines

-Roches ignées felsiques: principalement granite, syénite, dérives métamorphiques

-Roches mafiques et ultramafiques: principalement gabbro, diorite, anorthosite, dérives métamorphiques

-Roches métasédimentaires: principalement grauwacke, conglomérat, quartzitique, paragneiss, amphibolite, pyroxénite

-Principalement grès cristallin, et dolomite et calc-silicate

-Roches métavolcaniques: principalement écoulements, amphibolite, chloritoschiste

Les unités lithostratigraphiques précambriennes ne sont pas forcement dans un ordre chronologique

Faille . . . . . .

Sources d'informations: Carte 2197, Department de Mines and Northern Affairs de l'Ontario; données inédites du Geological Survey of Canada; et cartographie des auteurs.

Carte géologique schématique de la Région d'Excursion

taires (type Grenville et type Hastings) et une grande variété d'intrusions ignées et de roches hybrides, comme on le voit dans le Tableau des Formations Géologiques, Tableau I (d'après Rose, 1958). Dans ce tableau, on a tenté de lier l'usage historique et la terminologie avec la nomenclature courante. Les roches consistent en orthogneiss, paragneiss, schistes, granulites, pyroxénites métamorphiques, skarns, calcaires crystallins, dolomies et magnésites, quartzites, formations ferrifères, ardoises, hornfels, amphibolites, brèches, conglomérats, grands amas de granite, syénite, syénite à néphéline, diorite, anorthosite et gabbro, et amas plus petits de péridotite, pyroxénite, basalte, lamprophyre, rhyolite, felsite, aplite, pegmatite, diabase et de trap (dolérite). Dans l'ouest du Québec, les roches précambriennes sont recouvertes en discordance par des latites du Cambrien Inférieur (région de Buckingham) et sont recoupées par des dykes de dolérite d'âge Ordovicien Moyen (régions de Wakefield et Buckingham). La succession géologique et chronologique dans la région au nord d'Ottawa apparaît sur le tableau 2 (d'après Hogarth). On a reconnu récemment un certain nombre de petites intrusions dans la région d'Ottawa ayant des affinités avec les carbonatites et les roches alcalines, leur âge varierait de 190 millions d'années à 920 millions d'années mesuré par la méthode K/Ar. Une complication additionnelle s'ajoute donc à l'histoire géologique de la région à cause des incertitudes concernant les carbonatites (voir les livres-guides pour les Excursions B-23 à B-27, XXIVème Congrès Géologique International).

Des zones étendues de carbonates cristallins et de grandes intrusions anorthositiques sont des composantes importantes de plusieurs parties de la province de Grenville. Les premières se composent principalement de calcaire et de dolomie cristallins et de roches calco-silicatées qui contiennent de la magnésite, brucite, apatite, mica, et des gisements de plomb-zinc; les autres sont souvent minéralisées de magnétite titanifère et d'ilménite. Généralement aussi dans les zones de carbonates cristallins et particulièrement dans le district de Bancroft, il y a des syénites à néphéline et des gneiss à néphéline et à corindon d'intérêt économique aussi bien que scientifique (Adams and Barlow, 1910). Les pegmatites minéralisées en uranium-thorium et terres rares de la province de Grenville sont à remarquer dans la région de Bancroft en Ontario (Ellsworth, 1932; Satterly, 1957), et dans celle du lac Otter au Québec (Shaw, 1958).

Toutes ces roches précambriennes, sauf les plus jeunes, ont été impliquées dans l'orogénie de Grenville (Hewitt, 1956)

Table 1
Tables des Formations Géologiques, Région d'Excursion - Partie 'Ontario'
(d'après Rose, 1958)

Orogenèse	Eon	Ere	Période	Epoque, sub-époque formation ou groupe	Description
		Cénozoïque	Quaternaire	Récent	Tourbe, marne, sable, argile
				Pléistocène	Transport glaciaire
				Discordance Angulaire	
	PHANEROZOIQUE	Paléozoïque	Ordovicien	Queenston	Roche argileuse litée
				Lorraine	Roche argileuse litée
				Trenton et Black River	Principalement calcaire
				Chazy	Principalement calcaire et roche argileuse litée
				Beekmantown	Principalement dolomie
			Cambrien ou Cambro-Ordovicien	Potsdam-Nepean	Principalement grès, arkose et conglomérat
				Discordance Angulaire	
GRENVILLIEN	PROTEROZOIQUE	Helikien(?)			1 Dislocation (gabbro à grain fin, diabase)
					Pegmatite Granite-syénite-foïaite (granitisation)
					2 Syénite néphéline (néphélinisation)
					Dislocation (gabbro à grain fin et anorthosite gabbroïque)
NELSONIEN (?)				'Serie' Norienne	Syénite-granite Diorite Gabbro Gabbroïque anorthosite Succession apparentée (différenciée?) avec magnétite associée
				Contact Intrusif	
				'Serie' Hastings	Roches méta-sédimentaires y compris calcaire bleu-gris, dolomie 'buff-weathering', et conglomérat (portant calcaire crystalline, "Pozoon", galets volcaniques et granitiques).
				Discordance Angulaire	
HUDSONIEN (?)					Granite (?) (granitisation)
				Contact Intrusif	
		Archéen(?)		'Serie' Grenville	Gneiss, schistes métamorphiques, calcaire crystalline, quartzite, amphibolite, conglomérat; roches d'origine obscure le 'Gneiss fondamental ou d'Ottawa' de Logan
	ARCHEEN(?)			Discordance d'Erosion (?)	
KENORIEN (?)				'Complexe' Keewatin	Schistes chloritiques, roches méta-volcaniques (période de volcanisme et granitisation(?) ou d'intrusion de granite(?))

"Système Laurentien" de Logan

1. Ces "trap dykes" peuvent être du même âge, ainsi que certains des granites.
2. Position approximative suggérée par Hewitt, (1961, p.34)

qui date de 950 millions d'années en moyenne selon la méthode K/Ar (Stockwell, 1964). L'orogénie de Grenville est probablement superposée sur des zones orogéniques plus anciennes de roches dans une grande partie de la province de Grenville ont bablement d'âge archéen ou protérozoïque inférieur (tableau 1). Durant la surimpression de cette orogénie prolongée, les roches dans une grande partie de la province de Grenville ont atteint un degré élevé de métamorphisme et plusieurs de leurs caractéristiques primaires ont été modifiées ou oblitérées par recristallisation, métasomatisme et reconstitution.

PLATE-FORME DU ST-LAURENT

La plate-forme du St-Laurent recouvre le flanc sud-est du Bouclier et forme un triangle entre l'orogène appalachéen au sud-est et la province de Grenville au nord-ouest. La plate-forme consiste en formations sédimentaires d'âge paléozoïque non déformées ou très peu déformées par endroits; ces formations se sont déposées durant une période de plus de 250 000 000 d'années. Pendant cette période une mer paléozoïque a inondé une pénéplaine et des lits d'arkoses, de conglomérats, de grès (Potsdam-Népéen), de dolomie (Beekmantown), de calcaires et de schiste (Black River et Trenton) d'âge cambro-ordovicien se sont déposés dans un bassin érodé de roches précambriennes.

La couverture paléozoïque est mince et intermittente dans la région Perth-Ottawa, mais elle prend de la puissance vers l'est et atteint plus de 2000 pieds (610 m) à Montréal où les lits paléozoïques sont recoupés par des tampons, cheminées, dykes et filons-couches de roches alcalines basiques du Mont Royal, par les carbonatites alcalines riches en niobium (columbium) du complexe circulaire d'Oka, par la brèche diatrème de l'Ile Ste-Hélène et par d'autres intrusions montérégiennes d'âge crétacé. Au sud de Perth, une arche érodée de roches précambriennes soulevées, l'axe de Frontenac, forme la section des Mille-Iles sur le fleuve St-Laurent et sépare la région de Kingston des roches paléozoïques de la région d'Ottawa.

Les lits de grès quartzeux bien lavés près de la base de la section cambro-ordovicienne ont fourni la pierre qui a servi à construire les édifices du Parlement Fédéral et plusieurs autres à Ottawa et ils sont une source de sable riche en silice qui sert à la fabrication du verre. Le calcaire ordovicien gris de la région d'Ottawa qui repose sur les grès est aussi un bon matériau de construction et une source de roches pour le ciment, pierre à bâtir et concassé pour routes.

Table 2 CHRONOLOGIE GEOLOGIQUE DE LA REGION D'OTTAWA

Ere	Periode	Roches Sédimentaires	Roches Ignées et Métamorphiques	Age (m.a.)	2	3
Cénozoique	Néogene	Sediments Non-Consolidés du Pléistocène et de l'Epoque Récente				
Mesozoique	Triassique		Carbonatites de Blackburn	190[4]		1
Paléozoique	Pennsylvanien		Péridotite de Buckingham	275		1
	Ordovicien	Fm.Queenston (roche litée argileuse rouge) Fm.Russell (roche litée argileuse grise et dolomie) Fm.Carlsbad (roche litée argileuse grise) Fm.Billings (roche litée argileuse noire et brune) Fm.Eastview (calcaire) Fm.Ottawa (calcaire) Fm.St. Martin (calcaire) Fm.Rockcliffe (roche litée argileuse et grès) Fm.Oxford (dolomie) Fm.March (dolomie et grès)	Filons diabases (swarm de Buckingham)	446	41.6	5
	Cambrien ou Ordovicien	Fm.Nepeanne (grès)				
	Cambrien		Filon syénite de Onslow Latite de Buckingham	575	14.7	3
Helikien			Carbonatite de Moach Lake	920	48.9	4
			Péridotite de Pinks Lake Filon diorite de Kingsmere Monzonite de Wakefield Amphibolite de Kingsmere Pegmatites de Wakefield Complexe lamprophyre de Buckingham Metapyroxénites de Old Chelsea	1008	51.4	11

1. Les âges K/AR sont compilés des archives du Geological Survey of Canada, Université de McGill, Université de Carleton, et Université d'Ottawa
2. Ecart type
3. Nombre de mesures
4. Age maximum. Il est possible que l'echantillon soit contaminé par du biotite précambrien.

DÉPÔTS POST-ORDOVICIENS

Des veines de carbonates et de quartz-carbonates sont plus abondantes à la base que dans les couches supérieures et les deux types contiennent souvent de la calcite, de la galène, de la sphalérite, de la sélénite, de l'antraxolite et autres minéraux. A certains endroits comme dans la mine abandonnée Kingdon près de Galetta, environ 30 milles (48 km) à l'ouest d'Ottawa, des veines de calcite-galène de ce type recoupent le calcaire cristallin du type Grenville et la dolomie sus-jacente de Beekmantown, et sont d'âge post-ordovicien moyen, avec une limite supérieure indéterminée à cause de l'érosion.

PLÉISTOCÈNE ET RÉCENT

La région a subi la glaciation continentale durant le Pléistocène et des dépôts d'argile à blocaux, de sables, de graviers et de cailloux erratiques couvrent une grande partie de la roche de fond. Après le retrait de la glace du Pléistocène, la vallée de l'Ottawa a été envahie par la mer qui a déposé des argiles marines et des sables et graviers de plages. Dans les marais se sont déposées des boues noires et de la tourbe.

PRINCIPALES ROCHES FAVORABLES

Les endroits minéralisés de cette excursion se présentent tous parmi les roches de la province de Grenville dans quatre milieux principaux: (1) les pegmatites, (2) les marbres et les roches calco-silicatées, (3) les gneiss à néphéline et à corindon et (4) les filons-dykes de calcite. On discutera dans les sections qui suivent de ces différents sujets pour servir d'introduction à la description individuelle des endroits.

Pegmatites

Les pegmatites (principalement les pegmatites granitiques) sont fréquentes et dispersées un peu partout dans la province de Grenville étant des phases tardives synorogéniques associées avec plusieurs intrusions de granite et avec des stades tardifs de procédés de granitisation d'âges différents. Les pegmatites se présentent principalement en dykes irréguliers qui varient en longueur de quelques pieds à plus d'un mille (2 km) et en largeur de quelques pouces à plusieurs centaines de pieds; elles ont ordinairement une profondeur de plusieurs centaines de pieds.. On les trouve souvent en foule montrant des cristaux grossiers caractéristiques et des contacts abrupts avec les roches épontes.

La plupart des dykes sont simplement des pegmatites granitiques qui contiennent principalement des grains grossiers

de quartz, de microcline (microperthite), avec des minéraux accessoires comme la hornblende, la biotite, la tourmaline, le grenat, la chlorite, la pyrite, la muscovite, la séricite et la calcite. Certains dykes ont un zonage grossier avec un noyau de calcite ou de quartz, une zone intérieure de microcline, plagioclase, perthite, granite graphique, quartz, tourmaline, biotite, hornblende et muscovite et une zone marginale de granite graphique ou de matériel hybride. Quelques dykes sont plus complexes et contiennent du béryl, de la zinwaldite, de la molybdénite et autres minéraux à éléments rares comme l'uraninite, l'uranothorite, la thorite, l'euxénite, la fergusonite, la samarskite, la columbite-tantalite, l'allanite, la lyndochite, la bétafite, l'ellsworthite, la xénotime, la cénosite, la monazite, la bastnaésite, la gadolinite, la titanite, (incluant la variété keilhauite ou yttrotitanite), le zircon (cyrtolite), la struvérite, la chevkinite, l'hellandite et des minéraux de bismuth. On trouve aussi des syénites pegmatitiques dans l'est de l'Ontario associées avec des masses de syénite et de syénite à néphéline comme dans les régions de Craigmont et de Bancroft où l'on a exploité le corindon et la néphéline dans les masses pegmatitiques. Ces sujets sont traités avec plus d'ampleur dans la section qui décrit la zone de néphéline et de corindon dans le sud-est de l'Ontario. Dans la région de Bancroft, il y a des pegmatites contenant l'uranium de type remplacement, mais celles-ci ne sont pas aussi bien définies que les autres. De telles masses peuvent représenter des pegmatites reconstituées ou encore métasomatiques.

Dans la région de Perth-Ottawa-Gatineau les dykes de pegmatite granitique sont de deux types: dykes rouges caractérisés par une abondance de microcline, fortement pigmentés par l'hématite, et dykes blancs riches en quartz et en feldspath sans hématite. Normalement ces deux types de dykes sont séparés et distincts mais à plusieurs endroits dans la région de Perth ils sont étroitement associés et transitionnels. En effet, les feldspaths potassiques peuvent être lavés de leur couleur rouge résultant d'une altération diffusive qui comporte l'oxytelles de rose, crème et mat, tandis que les feldspaths sodiques (normalement gris ou blancs) peuvent être colorés en rose ou rouge résultant d'une altération diffusive qui comporte l'oxidation d'un composant ferreux des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens. Plusieurs dykes de pegmatite qui recoupent le marbre dans les régions de Gatineau et de Perth sont blancs et la plupart de ceux qui recoupent des roches granitiques sont rouges. Dans la région de Gatineau, quelques-uns des dykes de pegmatite granitique semblent être enrichis

en yttrium principalement sous la forme de grenat à yttrium, thorite à yttrium, euxénite, hellandite et fergusonite (Hogarth, communication personnelle, et Miles et autres, 1971). Quelques-uns des dykes dans la région de Perth contiennent aussi de l'yttrium principalement sous la forme d'euxénite, fergusonite et cyrtolite et aussi du cerium sous la forme d'allanite, monazite et bastnaésite.

Marbre et roches calc-silicatées

Le marbre et les roches associées calc-silicatées se présentent abondamment à travers toute la région de l'excursion (figure 3). Dans leur mémoire classique sur la région de Haliburton-Bancroft, Adams et Barlow (1910, pp. 192-226) distinguent deux types de marbre: le "calcaire cristallin blanc" et le "calcaire bleu". Le premier est à grain grossier et sa présence est fréquente près de Bancroft et d'Ottawa; l'autre est à grain fin et est abondant à environ 25 milles (40 km) au sud de Bancroft. Le calcaire bleu contient du quartz, un peu de diopside et un pigment organique.

Un des types les plus communs du marbre blanc est une variété graphitique à grain grossier qui continent peu d'autres minéraux que la calcite, le graphite, le quartz et la phlogopite. Quand le feldspath est présent, il est blanc et c'est presque toujours de la perthite. On verra de très bons exemples de ce marbre dans des tranchées de route le long de la section sud de l'autoroute de la Gatineau.

Des lentilles de dolomie sont fréquentes dans les deux types de marbre, blanc et bleu. Le métamorphisme régional agissant sur les fractions quartzitiques a donné des associations comme

calcite + chlorite
calcite + forstérite (remplacé normalement par la serpentine)
calcite + phlogopite
calcite + actinolite (± phlogopite, ± diopside)
calcite + diopside (± phlogopite) et
calcite + chondrodite + spinel

Dans ces transformations, le marbre bleu perd sa couleur et devient blanc. Durant l'excursion, nous verrons des exemples de marbre à diopside-trémolite à Tory Hill et de marbre à diopside dans la paroi supérieure de la mine de feldspath MacDonald.

Normalement, le métamorphisme régional n'a pas avancé au-delà du stade forstérite+calcite de Skippen (1971), mais, par métamorphisme de contact il peut se développer de la wollastonite et de la brucite. C'est ainsi que l'on trouve l'asso-

ciation wollastonite + idocrase + grossularite + calcite dans le marbre au contact du batholite syénitique de Wakefield près d'Ottawa et dans des zones de contact de marbre et de gabbro près de Marmora et de Haliburton, en Ontario. Les zones silicatées que l'on voit sur le côté est de la traverse de la rivière York se sont peut-être formées par l'intrusion de gabbro à proximité ou, peut-être, par des roches ignées à néphéline dans le marbre. Un marbre à forstérite-dolomie-calcite s'est formé près d'un contact de gabbro à Portage-du-Fort, Québec. Les marbres à brucite dans les gisements de Maxwell et Cross se présentent comme des lambeaux de toit dans le batholite syénitique de Wakefield.

Au nord d'Ottawa, on voit souvent la scapolite dans des associations telles que scapolite + calcite (±graphite), scapolite + grossularite et scapolite + diopside (±microcline). Dans la mine Vavasour, on peut voir une roche à scapolite-diopside.

Les roches calc-silicatées granoblastiques qui sont fréquentes dans la province de Grenville sont des milieux favorables pour plusieurs minéraux intéressants. Shaw et autres (1963) reconnaissent les associations suivantes:

(1) scapolite + diopside + titanite
(2) diopside + amphibole ± calcite ± phlogopite
(3) calcite ± diopside ± phlogopite
(4) pyroxène + plagioclase + microcline + titanite + quartz et
(5) diopside + calcite + fluorite + apatite.

Ces roches calc-silicatées sont souvent des milieux favorables pour des gisements de phlogopite, d'apatite et de molybdénite qui sont décrits dans la section sur les filons-dykes. Les systèmes pauvres en silice sont à l'origine des associations pyroxène — spinel et pyroxène — forstérite — spinel, que l'on voit à l'occasion dans le parc de la Gatineau, au Québec.

La plupart des études indiquent que la roche calc-silicatée s'est formée par le métamorphisme d'un marbre dolomitique. G. Noizet (1959, thèse de doctorat, Université de Nancy) en étudiant des roches semblables du sud-est de Madagascar, a considéré des transformations isochimiques. Shaw et autres (1963) dans une étude de roches calc-silicatées (skarns) de l'Ontario et du Québec, ont conclu qu'elles se sont formées par des additions métasomatiques des constituants du marbre, mais que les assemblages pyroxène — feldspath — titanite — quartz résultaient d'une altération métasomatique de pegmatite granitique. Des roches semblables dans le sud-est de Madagascar ont été appelées dissogénites et l'on considère qu'elles se sont formées par endométamorphisme de pegmatite gra-

Table 1 GEOTHERMOMETRIE DE ROCHES DU SUD-EST DE L'ONTARIO, DU SUD-OUEST DU QUEBEC, ET DU NORD DE L'ETAT DE NEW YORK

Température (°C)	Pression (Kb. depth)	Roche - Type	Région	Méthode (Geothermomètre)	Référence
700	21-25	Gneiss pélitique	Parc Gatineau, Québec	Mg en biotite et grenat coexistants; aluminosilicates	L. Guilloux (1969, thèse de PhD., Université de Grenoble)
630-650	10-11	Pegmatite de granite	Bancroft, Ontario	Pyrite; décrépitation	Roach (1951)
600		Marbre de calcite-dolomie-trémolite	Wakefield, Québec	Dolomie de calcite	T. How (1970, thèse de M.Sc. Université de Carleton
580		Marbre de calcite-dolomie-forstérite	Lac Gibb, Comté de Pontiac, Québec	Dolomie de calcite	Sheppard (1966, thèse de PhD. Université de McMaster)
550		Marbre de dolomie;	Gouverneur, N.Y.	Dolomie de calcite; ilménite de magnétite	Engel et Ennel (1958)
500-600	15-22	Marbre de dolomie; roches pélitiques	Parc Gatineau et Lac Otter, Québec	Dolomie de calcite; système de Al_2SiO_5	A.S. Wong (1971, thèse de M.Sc. Université d'Ottawa
475-600		Roche de calc-silicate	Canton de North Burgess, Ontario	Pyrite	Currie (1951)
400-545		Marbre de dolomie	Le sud-est de l'Ontario (6 localités)	Dolomie de calcite	Sheppard (1966, thèse de PhD., Université de McMaster)
450		Marbre de dolomie	Gouverneur, N.Y.	Dolomie de calcite	Lessing et Grout (1971)
300-400	20-25	Roche de calc-silicate	Le sud-ouest de Québec: Haliburton-Bancroft, Ontario	Feldspath; gradient géothermique	Shaw, et al (1963)

nitique par le marbre et la roche calc-silicatée enveloppants, (Lacroix, 1941, pp. 61-66). On pourra voir une gradation de marbre silicaté à une roche à diopside - actinolite - calcite à partir de l'autobus le long de l'autoroute de la Gatineau, près de Kingsmere, Québec.

Certaines roches calc-silicatées peuvent avoir une origine différente. Par exemple, la roche calc-silicatée près de la mine Evans-Lou, est riche en Ni et Cu et peut représenter une péridotite métamorphisée. Spence (1929, p. 40) et Vokes (1963, p. 178) ont noté que certaines pyroxénites montrent des contacts refroidis avec les roches envahies. Cependant la température de fusion du pyroxène (1386°C pour $CaMgSi_2O_6$) apparaît excessive et élimine la possibilité d'un bain de fusion pyroxénitique.

Le tableau 3 donne un résumé des données qui ont été présentées sur les conditions de température et de pression qui ont présidé à la formation des roches de la province de Grenville.

Zone de néphéline et de corindon du sud-est ontarien

La zone de gneiss à néphéline et à corindon de la région de Haliburton - Bancroft (figure 3) a été cartographiée et décrite pour la première fois par Adams et Barlow au début du siècle, et quelques endroits minéralisés ont été visités durant le XIIème Congrès Géologique International en 1913. Certains minéraux de cette zone, particulièrement la sodalite, l'hackmanite, la cancrinite, la hastingsite, le corindon, la néphéline et la cyrtolite sont présents dans la plupart des grandes collections du monde.

Les gneiss à néphéline et à corindon se présentent en masses tabulaires, discontinues de grosseur variée et distribuées de façon irrégulière à travers une zone de direction NNE, longue de près de 120 milles (200 km), mais de quelques milles de largeur seulement avec quelques dislocations locales. Par rapport au mode régional de métamorphisme, la zone représente un stade intermédiaire de profondeur et de métamorphisme. Les assemblages minéraux s'accordent avec le métamorphisme du faciès amphibolite élevé du type intermédiaire de Miashiro à basse pression. Au sud de la zone, les métasédiments et les métavolcaniques du groupe de Grenville ont été métamorphisés de façon modérée ou faible, et ont été recoupés par des stots de granite bien définis avec auréoles de contact indiquant une mise en place à haut niveau. Au nord de la zone, il y a des reliques d'assemblages de minéraux du faciès granulite et les roches sont dominées par des migmatites et par de grandes

masses de granite anatectique plutôt mal définies. Un relèvement différentiel par failles en blocs et autres mécanismes peut expliquer les bordures abruptes de quelques-unes des zones métamorphiques, et la configuration en forme de ceinture des affleurements connus de gneiss à néphéline et à corindon.

Les assemblages de minéraux des gneiss alcalins varient beaucoup le long de la direction de la schistosité et à travers elle, entre certaines couches dans les amas, et d'un amas à l'autre. Les minéraux qui prédominent en proportion qui elle aussi est variable, sont la néphéline, le plagioclase (albite à andésine et jusqu'à trois générations dans un seul spécimen), la scapolite, la microcline, la calcite, la biotite riche en fer, l'amphibole hastingsitique, le clinopyroxène riche en soude, le corindon, la muscovite, la magnétite, le grenat grossulaire-andraditique, et la vésuvianite. Plusieurs gneiss alcalins ne contiennent qu'une quantité relativement petite de feldspath potassique en comparaison avec le plagioclase, ils n'ont donc pas strictement une composition syénitique malgré qu'on emploie généralement et de façon très libre ce terme pour décrire tous les gneiss alcalins. Les produits d'altération les plus communs comprennent la sodalite, la cancrinite, la natrolite, l'hydronéphéline et la gieseckite. Sur les surfaces altérées par l'intempérie, on note facilement la présence en quantités relatives des principaux minéraux. Le corindon se tient en relief plus prononcé et la néphéline en relief moins prononcé que les feldspaths. La scapolite s'altère en surface exposée comme la néphéline et les deux minéraux peuvent facilement être confondus.

Les roches alcalines sont généralement gneissiques et leurs structure et texture sont généralement en concordance avec les lits et la schistosité des gneiss et des marbres qui les renferment. Localement, la recristallisation métamorphique a détruit la schistosité en formant des plaques à cristaux grossiers comme dans les pegmatites, ces plaques se marient à la roche mère qui est le gneiss. A l'intérieur de ces plaques, les cristaux de néphéline peuvent atteindre une longueur d'environ six pieds (2 m), les cristaux de biotite, trois pieds et les cristaux de corindon, un pied (30 cm). Des pegmatites à néphéline recoupent parfois la roche, elles ont une apparence similaire et probablement la même origine. A quelques exceptions près (quelques petits dykes avec bordures abruptes remplissent des fissures de diaclases dans le massif de Blue Mountain), on n'a pas trouvé de corindon dans les massifs transversaux à l'intérieur des gneiss alcalins.

Même si l'on a étudié ces gneiss alcalins pendant plus de 70 ans, leur origine est encore sujet de controverse. Entre 1893 et 1930, on a pris pour acquis que ces roches étaient d'origine ignée. Il se développa cependant deux écoles: celle qui donnait aux gneiss alcalins une origine de différentiation ignée du granite et celle qui favorisait une méthode de désilicatisation d'un magma granitique par syntexis de calcaire. On reconnaissait parfois des structures de remplacement ce qui incita Osborne, en 1930, à suggérer une origine dans laquelle des magmas ignés non saturés, des injections lit par lit et le métasomatisme étaient tous impliqués. En 1943, Gummer et Burr ont donné le nom de "néphélinisation" à une telle transformation métasomatique pénétrante d'un paragneiss en un assemblage de minéraux contenant de la néphéline. Depuis ce temps, les chercheurs ont varié de la théorie ignée à la théorie métasomatique pour expliquer l'origine de chaque cas et de fait, il est probable que les deux types d'origine sont valables. Des gneiss à néphéline d'origine ignée possible se présentent apparemment à travers toute la zone alcaline, mais on les a décrits seulement à l'extrémité ouest. Celles-ci varient de mélanocratiques à leucocratiques. Les variétés métasomatiques sont reconnues comme ayant été formées à partir d'une grande variété de gneiss de type Grenville au-dessus de l'écorce et même à partir de certaines roches intrusives basiques très anciennes. On s'entend mal sur la nature et la source des fluides néphélinisants, et on considère les liquides anactectiques en profondeur, les magmas granitiques à proximité et les magmas non saturés comme des causes possibles. On a aussi suggéré la désilicatisation et l'enrichissement des solutions en soude par une réaction avec des roches riches en carbonates et pauvres en silice qui prédominent.

Les roches alcalines sont syn-orogéniques, étant donné que les variétés métasomatiques se sont développées à partir de roches qui avaient déjà subi du plissement et du métamorphisme. Toutes les variétés ont, à leur tour, subi des périodes de plissement, d'intrusion et de métamorphisme. La plupart des intrusions granitiques de la région sont plus jeunes que les gneiss à néphéline et ont eu un effet prononcé de destruction sur les roches non saturées plus anciennes. Plusieurs massifs de gneiss à néphéline de couleur variant du blanc au gris ont été remplacés par des courants, des bordures et des saillies amiboïdes d'une syénite rose, riche en microcline. En quelques endroits, les gneiss à néphéline ont été transformés en massifs de microcline grossière avec des cristaux de corindon (les "pegmatites syénitiques à corindon" d'une littérature plus

ancienne). Les roches à néphéline étaient donc beaucoup plus étendues qu'elles ne le sont aujourd'hui.

Des filons-dykes avec noyau de calcite, bordés de cristaux bien formés de néphéline, de feldspath, de biotite, de magnétite et d'apatite se présentent au sein des gneiss à néphéline. Ces veines ont une origine relativement tardive si on en juge par leur recoupement de la schistosité. Elles peuvent s'être formées par la recristallisation de la roche des épontes le long de fissures dilatées de diaclases, sous l'influence de solutions hydrothermales provenant de petites masses de granite et de syénite bien définies, elles aussi contrôlées par des diaclases.

On voit partout des altérations rétrogrades. Le corindon est en grande partie encerclé de muscovite à grain fin et à certains endroits, de grands cristaux individuels de muscovite contiennent des noyaux restants irréguliers de corindon. La plupart des cristaux de sodalite et de cancrinite sont des remplacements de néphéline et dans les principaux endroits minéralisés, ces minéraux semblent s'être développés sous l'influence directe de petites masses de syénite ou de granite adjacentes. Une certaine partie de la sodalite et de la cancrinite, et probablement la plus grande partie de l'hydronéphélite très commune, qui se sont développées en s'éloignant des diaclases et des fractures, peuvent être une réflection de la réduction graduelle de température et de pression qui a accompagné le relèvement et la dénudation de la région.

De 1900 à 1915, on a produit du corindon en grain à plusieurs endroits dans la partie est de la zone. Depuis le milieu des années 30, on a produit sur une grande échelle de la syénite à néphéline de qualité céramique à Blue Mountain, une masse plissée, en forme de filon-couche, de gneiss à néphéline leucocrate qui se trouve 25 milles (40 km) au sud-est de l'extrémité ouest de la zone de gneiss alcalin. Il y a eu plusieurs exploitations de courte durée dans les pegmatites à néphéline dans les parties occidentales et centrale de la zone, mais la composition de ces roches était trop erratique pour soutenir une production de concentrés uniformes. Il est possible que l'on va exploiter prochainement quelques-uns des côteaux de gneiss à néphéline un peu à l'est de Bancroft. On a produit de façon intermittente de la sodalite pour ornementation et fins lapidaires dans une gisement qui est actuellement en production sur une petite échelle. Références choisies: 1, 2, 4, 8, 11, 20, 22, 23, 24, 27, 29, 55, 56. Note: Le no 55 (Moyd, L. 1949) mentionne spécifiquement plusieurs des endroits que nous visitons. Pour une référence détaillée des endroits à travers toute la zone néphéline-corindon, voir no 27 (Hewitt, D.

R. 1961). Une liste de références récentes sur la pétrologie de la zone et des endroits s'y rapportant se trouve dans le livre-guide des excursions A-53 et C-53 (Gittins, J. et Lumbers, S. B. et Gorman, D. N.).

Filons-dykes de calcite

On trouve, partout dans le monde, des filons et colonnes noyautés de calcite dans des complexes de base dans lesquels les roches calcaires sont communes. Dans des filons de ce type, des cristaux bien formés de minéraux constituants de roches et où prédominent les silicates, projectent leurs arêtes à partir des épontes jusque dans le noyau. Ce sont des filons de ce type qui ont fourni au monde la plus grande partie de la phlogopite en feuilles et avant l'exploitation des roches phosphatées, ils fournissaient aussi la plus grande partie de l'apatite et des quantités moindres de biotite et de fluorine. Plusieurs de ces filons ont été explorés pour l'uranium et le thorium mais on n'en a fait jusqu'ici aucune exploitation significative. Ces filons et colonnes sont des sources importantes de beaux spécimens minéraux.

Dans le Grenville du Quebec, de l'Ontario et de New-York, on a exploré des milliers de filons de ce type. Dans cette région, les venues ont été appelées dykes de pegmatite, filons, filons-dykes, couches ou xénolites de skarn ou même des skarns mobilisés. Nous employons ici le terme "filons-dykes" proposé par H. V. Ellsworth, parce que ces masses ont des caractéristiques communes aux deux. Le nom combiné sert à les distinguer de filons et de dykes proprement dits dont plusieurs types sont présents dans la région.

Les filons-dykes ont des noyaux caractéristiques de calcite grossièrement cristallisée (avec ou sans l'association de fluorine ou d'anhydrite) ; mais ils varient par ailleurs beaucoup dans leurs minéraux constituants. Les minéraux les plus abondants sont les feldspaths potassiques et sodiques, (y compris la perthite, l'antiperthite et la péristérite), les clinopyroxènes (généralement diopside à ferrosalite), les amphiboles (dans un intervalle semblable), des micas de composition phlogopite à biotite, la scapolite et l'apatite. A certains endroits, les minéraux principaux sont la néphéline, la magnétite et le quartz. En plus petite quantité, on trouve la magnétite, la titanite, le zircon, la pyrite et la pyrrhotine. Il peut aussi y avoir plusieurs autres minéraux en petites quantités, dont la tourmaline, l'épidote, l'ilménite, la barite, l'uraninite, la thorianite, l'uranothorite, la thorite, la bétafite, l'allanite, la fergusonite, la spencite

et la molybdénite. Des produits rétrogrades et secondaires sont souvent présents.

La plupart des minéraux se présentent en cristaux bien formés, attachés aux épontes, avec des faces libres qui se développent du côté des noyaux. Certains minéraux se présentent aussi en cristaux idiomorphes complètement enveloppés par du matériel de noyau; parmi ceux-ci, les plus communs sont l'apatite, la phlogopite et la titanite. Dans la plupart des filons, les cristaux varient en longueur d'un pouce (2,5 cm) à environ 1 pied (30 cm), mais dans quelques cas, de très grands cristaux se sont développés et on a vu des cristaux individuels de mica, d'apatite et de hornblende pesant au delà de plusieurs tonnes.

En général, le type et la composition des minéraux filoniens sont reliés à la composition des roches encaissantes. Ainsi, nous trouverons des cristaux de néphéline dans les filons à l'intérieur des gneiss à néphéline; des cristaux de quartz dans les filons associés aux gneiss quartzitiques; la lépidomélane dans les filons à l'intérieur des gneiss contenant des minéraux riches en fer, mais la phlogopite (allant jusqu'à un stade incolore) dans les roches pauvres en fer et dans les pyroxénites métamorphiques dérivées des calcaires dolomitiques. Les amphiboles de plusieurs filons dans un rayon de quelques cents verges peuvent varier de l'incolore à presque l'opaque et le noir, selon la nature des roches avoisinantes.

Plusieurs filons-dykes sont en concordance avec les lits et la schistosité des gneiss d'épontes, mais d'autres coupent à travers ces structures. Toutes ces masses tabulaires semblent s'être développées le long de plans stratifiés, de diaclases, ou d'autres ouvertures. Des séries de filons presque parallèles sont fréquentes; on observe souvent des filons courbés, recoupants, coalisants, se rétrécissant ou s'élargissant.

Les contacts entre les filons-dykes et les roches des épontes sont graduels. Sauf pour le noyau central, le zonage systématique n'est ordinairement pas bien développé et on a l'impression d'un développement plus ou moins simultané des différents minéraux qui bordent les épontes plutôt que d'un développement successif.

Un aspect pas ordinaire de la paragénèse de plusieurs, sinon de tous les filons-dykes, est que les cristaux qui se projettent vers l'intérieur à partir des épontes (aussi bien que ceux qui sont complètement isolés dans le noyau) se sont formés plus tard et ont remplacé les substances minérales du noyau. Cette anomalie dans le développement filonien est indiquée par la présence de reliquats du matériel de noyau à l'intérieur des

cristaux bien formés. On voit communément des boulettes (marbles) de calcite dans les cristaux d'apatite et de hornblende, et on les a observées aussi dans la titanite, la bétafite, l'uraninite et autres minéraux.

Les filons-dykes tabulaires représentent le stade ultime dans une série de formes de transition à partir des gneiss apparentés. La forme première, et la plus simple, est celle des zones grossièrement cristallisées comme des pegmatites. Celles-ci semblent s'être développées par une recristallisation locale des constituants du gneiss avec destruction concomitante de la schistosité du gneiss. Il y a généralement gradation entre le gneiss inaffecté et la zone de cristallisation grossière. Les minéraux de la zone à cristallisation grossière peuvent être à peu près identiques à ceux du gneiss apparenté, mais à certains endroits il y a eu modification de composition et des ajustements aux différentes conditions thermodynamiques, p. ex. le principal minéral foncé du gneiss apparenté peut être la hornblende pendant que dans la zone grossièrement cristallisée, ça peut être la biotite ou la magnétite. La forme de transition suivante est celle des massifs ressemblant à des pegmatites qui contiennent des petits noyaux de calcite grossièrement cristallisée (rarement de la fluorine). Avec l'augmentation de grosseur du noyau, ces massifs prennent l'apparence et les caractéristiques des filons-dykes typiques. Les formes de transition peuvent se présenter en massifs séparés et isolés; mais dans certains cas, tous les types peuvent être représentés dans un massif complexe unique.

Dans les roches calc-silicatées contenant des carbonates, il y a aussi des formes de transition entre les roches encaissantes et les filons-dykes et il est difficile de faire des distinctions précises. Le procédé de développement de métacristaux de diopside, de scapolite et de phlogopite dans le marbre grossièrement cristallisé est probablement relié étroitement au procédé de développement de cristaux des mêmes minéraux dans les veines de calcite qui recoupent les métasédiments calcaires et magnésiens. Aussi, les zones de réaction qui se sont développées le long des contacts entre les apophyses de marbre dans le gneiss, et autour des xénolithes de gneiss dans les marbres de fluage peuvent ressembler beaucoup aux bordures des filons-dykes.

Comme pour les gneiss à néphéline et à corindon l'emplacement des filons-dykes de calcite reflète les conditions de profondeur intermédiaire et du métamorphisme. On ne voit pas de filons-dykes dans les métasédiments et les métavolcaniques à métamorphisme faible ou modéré du groupe de

Grenville, ni dans les gneiss d'injection fortement métamorphisés. Il y a, en effet, des associations relativement étroites entre les venues de plusieurs filons-dykes et celles des roches à néphéline et à corindon. A certains endroits des filons-dykes se sont développés à l'intérieur des gneiss à néphéline et à corindon.

La disponibilité de grandes quantités de roches calcaires a été sans doute un facteur important dans la genèse des colonnes et filons-couches noyautés de calcite. Une partie du calcium de la calcite, de la fluorine et de l'anhydrite dans les noyaux filoniens provient peut-être directement de ces roches, mais les vraies carbonatites intrusives ne semblent pas être impliquées. Le bioxyde de carbone, libéré durant la silicatisation d'envergure des marbres dolomitiques, a dû augmenter grandement la fluidité et la puissance de pénétration des solutions hydrothermales disponibles, quelque fut leur origine. La syénitisation des amphibolites sous l'influence des solutions enrichies de bioxyde de carbone a pu fournir le calcium et pour le matériel de noyau et pour les minéraux filoniens communs tels que l'apatite, la scapolite et la titanite.

Bien que les bordures des filons bien cristallisés semblent avoir été formées par la fluidité hydrothermale et par la recristallisation des minéraux des épontes, l'intervalle de stabilité des minéraux filoniens est semblable à celui des minéraux des épontes. Etant donné que plusieurs filons-dykes recoupent des structures gneissiques bien définies, ils ont dû se former assez tard après le métamorphisme initial des roches encaissantes. Un intervalle de refroidissement a permis de fixer ces textures et a rendu possible le développement des systèmes de diaclases et de fractures. Dans la seconde période, le réchauffement dans des conditions statiques a favorisé le développement de massifs grossièrement cristallisés avec des composantes non impliquées. Les colonnes et filons-dykes semblent ainsi représenter une sorte de différentiation métamorphique avec des constituants pour la plupart pris sur place et d'autres apportés d'une certaine distance.

Puisque les substances de noyau sont beaucoup moins rigides que les roches environnantes, les matériaux de remplissage de certains massifs tabulaires se sont comportés comme des "lubrifiants" au moment du relâchement des forces différentielles régionales. Dans les noyaux de petites colonnes minéralisées entourées de roches solides et dans les "baies" protégées dans certains filons plus gros, des cristaux allotriomorphes de calcite ou d'anhydrite non dérangées peuvent atteindre des diamètres de 3 à 4 pieds (1 m). Cependant, dans le

centre de coulée vulnérable de certains filons-dykes, il y a eu mylonitisation de la substance du noyau accompagné de développement d'augen et d'arrangements complexes de fluage. Il s'est formé autour des cristaux des structures d'écoulement qui se projettent à partir des épontes et autour des matériaux rigides emprisonnés dans le noyau, ces matériaux sont des blocs et des fragments de cristaux arrachés aux épontes ou des cristaux isolés qui s'étaient développés à l'intérieur du noyau.

L'altération par l'intempérie et l'érosion a dissous la calcite des parties superficielles de plusieurs filons-dykes et a laissé des tranchées remplies de débris. Des cristaux bien formés et libérés, quelques-uns montrant des faces brillantes et fraiches, peuvent être récupérés dans le sol qui remplit ces tranchées et aussi sur les parties exposées des épontes des filons.

Références choisies: 1, 9, 14, 26, 50, 62, 69, 72, 74, 75, 76, 78.

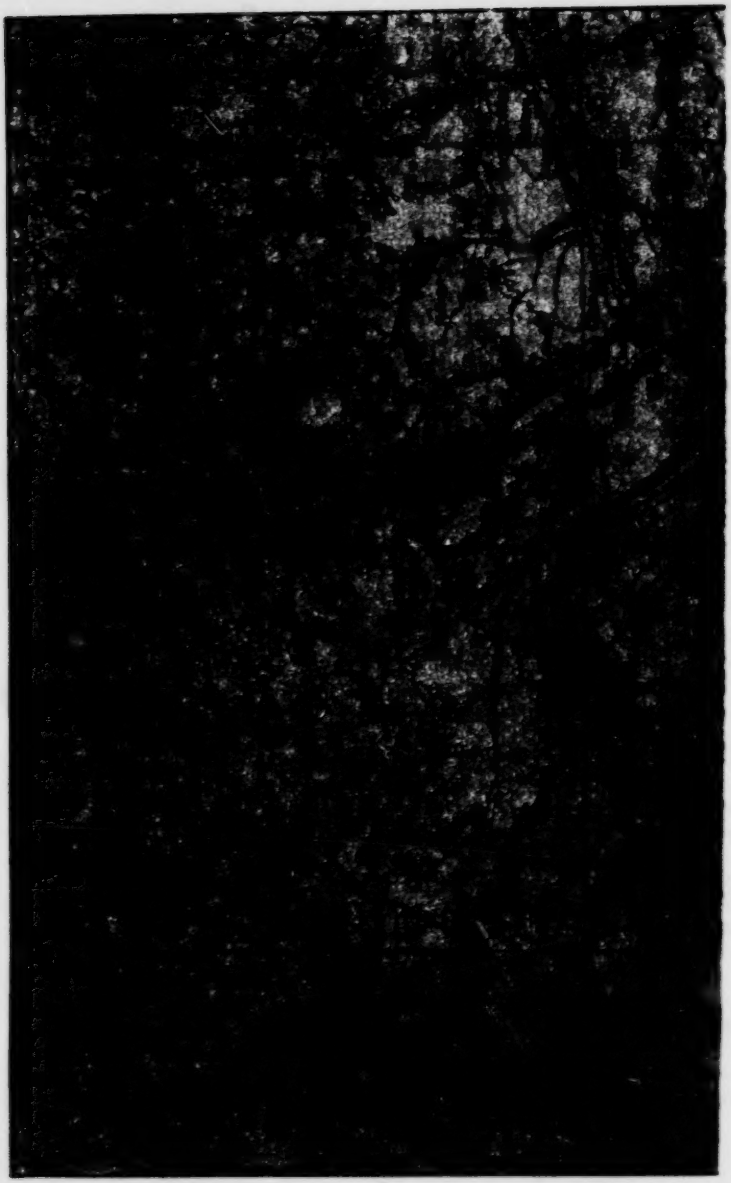
2 ème PARTIE

ENDROITS DE COLLECTION DE MINÉRAUX

La région de l'excursion a été divisée en six sections qui sont dans l'ordre de la visite et de la description: (1) Région de la rivière Gatineau, (2) Région de Perth, (3) Région du lac Otter-rivière Ottawa, (4) Région de la vallée de la Madawaska, (5) Région de Bancroft et (6) Région de Wilberforce. Ces régions apparaissent sur la figure 1. Des figures plus détaillées sur lesquelles on a indiqué les localités minéralisées sont insérées dans le texte. A noter que les sections (1) et (3) apparaissent sur la même figure. Chaque section a quelques notes d'introduction d'intérêt général et les endroits minéralisés sont ensuite décrits individuellement. La plupart des endroits sont accessibles par véhicule automobile, mais plusieurs chemins d'accès exigent que l'on emploie des véhicules hauts sur roues. Un des endroits est accessible par un sentier d'environ ½ mille (1 km) de longueur et un autre ne peut être atteint que par bateau. Plusieurs endroits sont au milieu d'une forêt épaisse. Les conditions atmosphériques et d'autres facteurs pourront modifier l'ordre des visites.

RÉGION DE LA RIVIÈRE GATINEAU

La région située au nord d'Ottawa, en partie drainée par la rivière Gatineau, a un sous-sol de roches métamorphiques et ignées du groupe de Grenville. Ces roches sont séparées par une série de failles des grès, calcaires et schistes horizontaux du Paléozoïque au sud qui reposent sous la cité d'Ottawa. Des



sables limons et argiles marines du Pléistocène recouvrent en grande partie les basses-terres.

Les roches du Précambrien qui sont les plus prometteuses au point de vue minéralogique sont décrites par Ells (1907), Wilson (1920), Béland (1954), Sabourin (-965) et Hogarth (1970a) ; la géologie paléozoïque par Wilson 1946) ; et la géologie du Pleistocène par Johnston (1917) et Gadd (1962).

Les randonnées en brousse dans les régions de la rivière Gatineau et du lac Otter-rivière Ottawa se feront à partir d'Ottawa, la capitale du Canada. Originellement la ville d'Ottawa a été appelée Bytown en l'honneur du colonel John By des Ingénieurs Royaux qui, en 1826, entreprit la construction du canal Rideau qui traverse maintenant la ville. En 1855, le nom a été remplacé par celui d'Ottawa, d'après les Outaouais, une bande d'indiens parlant l'algonquin. En 1857, la reine Victoria choisit Ottawa comme la capitale du Canada Uni. Ottawa métropolitain a une population d'environ 430 000 âmes et la fonction publique fédérale comprend une grande proportion de la population qui travaille. La ville est avantagée d'un développement planifié depuis 1899 et cela se reflète particulièrement par ses nombreux parcs et promenades pittoresques.

Bytown (Ottawa) s'est créé un nom dans la nomenclature minérale: le nom de bytownite a été donné en 1836 par le Dr Thomas Thomson, minéralogiste de distinction et professeur de chimie à l'Université de Glasgow, à un feldspath plagioclase ramassé près de Bytown par le Dr Arthur Holmes de Montréal. Le spécimen original a été démontré depuis comme étant de la labradorite, mais dans l'adaptation de Thchermak on emploie le nom pour les plagioclases ayant une composion intermédiaire entre la labradorite et l'anorthite.

La rivière Gatineau coule vers le sud à travers un terrain fortement boisé pour rejoindre la rivière Ottawa environ 1.5 milles (2,4 km) à l'est de Hull. Des filons-dykes de calcite ont été durant un certain temps, des sources importantes d'apatite et de phlogopite dans la région de la rivière Gatineau et ont contribué au développement premier de la colonisation dans cette région (Hogarth 1962). Plus récemment, on a produit de la brucite, de la magnétite et du feldspath.

FIGURE 4: Gites minéraux, la rivière Gatineau et le lac Otter—la région de la rivière Ottawa, Québec

1—lac Fortune; 2—lookout de Champlain; 3—champs de McClockey; 4—carrière de Stephen Cross; 5—carrière de Maxwell; 6—mine d'Evans-Lou; 7—carrière de Leduc; 8—mine de Vavasour; 9—prospect molybdénite de Kirkham; 10—mine d'uranium de Yates; 11—roadcut de Bryson; 12—barrage des rapides de Chenaux.

Le premier des trois endroits à être visité dans la région se trouve dans le parc de la Gatineau, une région de 88,000 acres de superficie immédiatement au nord de Hull qui est maintenue et administrée par la Commission de la Capitale Nationale, une agence du gouvernement fédéral.

Lac Fortune (Endroit no 1, figure 4)

L'andradite yttrienne est un minéral caractéristique dans les pegmatites qui recoupe les roches du batholite de Wakefield et les roches métasédimentaires des environs (Kasowski et Hogarth, 1968). Les pegmatites qui se rencontrent à travers une zone large de 2,5 milles (4 km) et longue de 3,5 milles (6 kms) se composent presque entièrement d'oligoclase, de microcline et de quartz. La plupart des cristaux d'andradite sont dans les parties des pegmatites enrichies en plagioclase. On ne rencontre à peu près pas d'autres minéraux d'yttrium.

Au lac Fortune, un arrêt obligatoire sur l'autoroute de la Gatineau, à 13 milles (21 km) de l'entrée sud du parc, des dykes de pegmatite recoupent la syénite, les brèches et la roche calc-silicatée. Un de ces dykes, large d'environ 25 pieds (7,5 m), visible dans une tranchée de route, 800 pieds (240 m) à l'est du stationnement, contient une grande quantité d'andradite yttrienne (1,0 à 2,2% Y) dans sa paroi supérieure, bien que la zone étroite de granite graphique en bordure soit presque dépourvue d'andradite. On a trouvé à cet endroit des dodécaèdres de 4 4pouces (10 cm) de diamètre.

Les analyses chimiques montrent de façon évidente la composition inhabituelle du grenat yttrien, elles montrent en effet que le grenat est pauvre en manganèse et presque dépourvu de lanthanides. La composition d'une bétafite dans une brèche tout près de là (Hogarth 1961, échantillon H914) montre peu de corrélation en yttrium et lanthanides (Y_2O_3 Tr., Ce_2O_3 0,3%) et représente probablement une génération différente.

Panorama de Champlain (Endroit no 2, figure 4)

Le Panorama de Champlain est sur l'autoroute du parc Gatineau, à 14,5 milles (24 km) de l'entrée sud du parc. La vue panoramique est située sur la crête de l'escarpement Eardley qui sépare de façon abrupte le pays montueux du nord de la plaine de la vallée de l'Ottawa, 750 pieds (235 m) plus bas et au sud. On croit généralement que cet escarpement représente un gradin de faille qui marquerait la limite nord du graben d'Ottawa. Des données récentes suggèrent que l'escarpement pourrait être une manifestation de deux systèmes de failles de direction nord-ouest et est-ouest (Hogarth 1970a).

Dans la plaine de la vallée de l'Ottawa, un gneiss syéniti-

que précambrien affleure du côté sud-ouest tandis qu'au sud et au sud-est, on trouve des roches sédimentaires ordoviciennes mais elles sont exposées seulement dans les lits de ruisseaux et dans les excavations. La plaine de la vallée de l'Ottawa est, presque partout, couverte par de l'argile déposée par la mer Champlain post-glaciaire.

L'endroit de la vue panoramique de Champlain est du côté nord d'un grand lambeau pendant d'une roche métamorphique (principalement roche calc-silicatée ou métapyroxénite et gneiss à diopside) dans la syénite, la monzonite et l'aplite du complexe de Wakefield. Le plissement en forme de S de ce lambeau pendant est serré et s'ennoie vers le nord-est sous un angle de 25°. Des tranchées de routes autour de l'endroit montrent des roches calc-silicatées et des filons associés de calcite rose contenant de la diopside, de l'actinolite, de la phlogopite et de la pyrite et de rares minéraux tels que la molybdénite, la pyrrhotine, l'uranite, la titanite (sphène) et l'apatite.

Champ de McCloskey (Endroit no 3, figure 4)

Les carbonates intrusifs sont fréquents dans les roches du batholite de Wakefield près de sa bordure sud, et on peut voir de bons affleurements de dykes de carbonates dans le champ de McCloskey sur l'extension proposée de l'autoroute du parc de la Gatineau, 1 mille (1,6 km) plus loin que le panorama de Champlain. Ces dykes sont dolomitiques et calcitiques et contiennent une grande quantité d'apatite. On voit un peu de bétafite remarquable par son manque presque complet d'éléments de terres rares. Il y a aussi d'autres minéraux dans le dyke tel que la magnétite, la pyrite, la pyrrhotine, la barite, la phlogopite, l'actinolite sodique, la strontianite, le rutile et la fluorine. Les carbonates sont riches en strontium (la calcite a jusqu'à 1,5% SrO). Le géothermomètre dolomie - calcite a donné des températures de 560 et 610°C sur deux échantillons de calcite réhomogénisée (A. S. Wong, 1971, thèse de M.Sc. Université d'Ottawa).

Une fénite bien définie d'amphibole sodique et de phlogopite entoure ces roches. Les massifs de calcite sont entourés d'eckermannite et de phlogopite normalement pléochroïque; les massifs de dolomie sont entourés de richtérite et de phlogopite à pléochroïsme renversé ou de ferriphlogopite (Faye et Hogarth, 1969; Hogarth, Brown et Pritchard, 1970).

Les fénites montrent un âge K/Ar de 920 millions d'années. On trouvera des informations additionnelles sur ces roches et d'autres qui leur sont reliées dans Béland (1951), Hogarth (1966) et dans le livre guide pour l'excursion B-26.

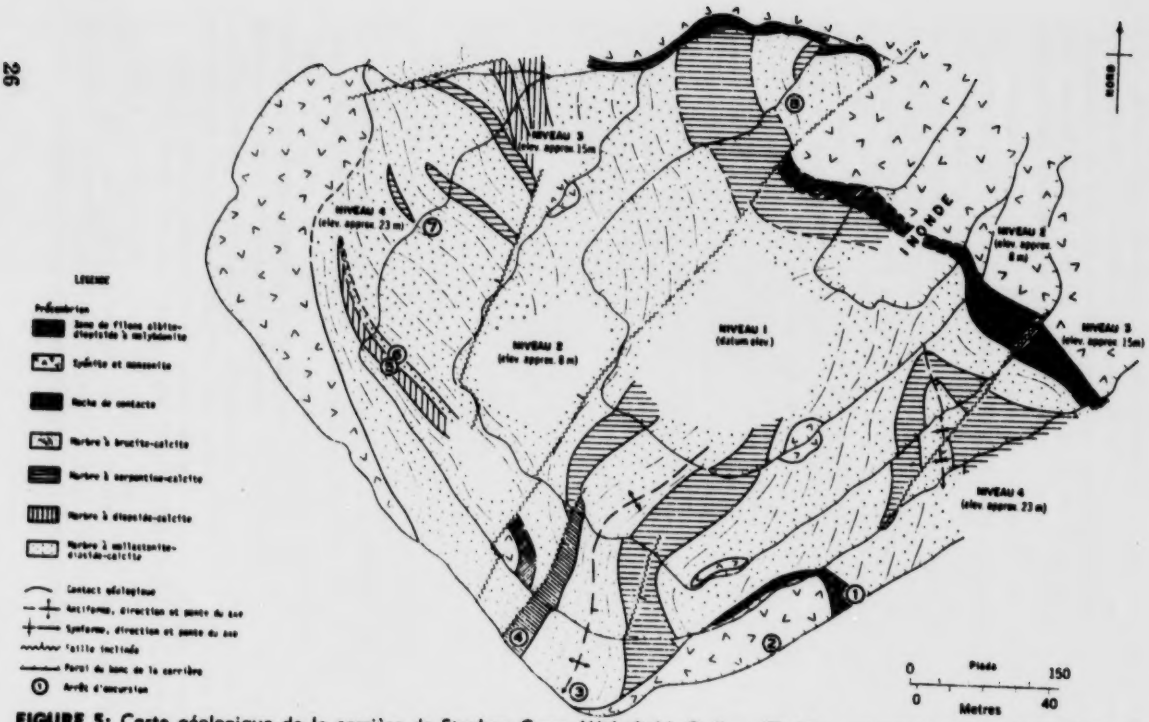


FIGURE 5: Carte géologique de la carrière de Stephen Cross, Wakefield, Québec (T. Hoy, université de Carleton et D. D. Hogarth, université d'Ottawa).

Carrière Stephen Cross (Endroit no 4, figure 4)

La carrière Stephen Cross a été exploitée pour la brucite entre 1959 et 1968 par l'Aluminium Company of Canada. La carrière est située immédiatement à l'ouest du chemin de la rivière Gatineau environ 2,5 milles (4 km) au nord de son intersection avec la route 11. Le gisement de marbre brucitique mesure environ 800 pieds (240 m.) de longueur et 650 pieds (200 m.) de largeur. Il est complètement compris dans la syénite et la monzonite du batholite de Wakefield (figure 5) et on l'a exploité jusqu'à une profondeur d'environ 90 pieds (27 m) sur 4 niveaux.

La géologie a été décrite par T. Hoy (1970, thèse de M.Sc. Université de Carleton) et l'information qui suit est en grande partie un sommaire de son travail.

On trouve la brucite en nodules de 2 mm. de diamètre en moyenne et souvent avec une texture en pelure d'oignon microscopique dans le marbre calcitique et dans le marbre à forstérite-calcite serpentinisée. La forstérite serpentinisée renferme rarement du spinel.

Il y a du marbre sans brucite interstratifié avec le marbre brucitique particulièrement dans la partie nord-est de la carrière et Hoy l'a subdivisé comme suit:

serpentine + calcite
diopside + serpentine + calcite
diopside + calcite
wollastonite + calcite + diopside

La diopside dans ce marbre contient des concentrations localisées de cristaux de spinel verdâtres en lame mince et allant jusqu'à 1 pouce (2.5 cm.) de diamètre.

Le marbre a subi un plissement et un faillage intense. Certaines failles sont ouvertes, mais d'autres sont scellées avec de la calcite ou de la brucite fibreuse. Les fractures parallèles aux failles sont souvent fermées avec de la calcite et de la brucite grossière et en plaques; d'autres contiennent de la pyroaurite, de l'aragonite et de la calcite. Des interlits d'une roche relativement cassante ont subi de la contorsion et du boudinage, les boudins étant par après altérés par la différentiation métamorphique et la serpentinisation.

Des zones de réaction allant jusqu'à 30 pieds (10 m.) de largeur se sont développées au contact du marbre et de la syénite. Dans ces zones, on a noté les assemblages de minéraux suivants:

diopside + calcite + phlogopite
wollastonite + diopside + graphite ± grossularite

diopside + scapolite + calcite
magnétite + chondrodite + calcite + dolomie + spinel
brucite (lamellaire) + grossularite + diopside
datolite + diopside + trémolite + plagioclase
andradite + calcite + quartz
andradite + diopside + calcite ± clinozoïsite

La titanite se trouve associée souvent avec tous ces assemblages. Des veinules de quartz-prehnite recoupent rarement ces roches.

On croit que la brucite s'est développée par métamorphisme de contact du calcaire dolomitique pendant l'intrusion du batholithe syénitique de Wakefield. Hoy croit que la plus grande partie s'est formée par l'hydratation complète du périclase, selon les réactions suivantes:

(1) $CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + MgO + CO_2$
(dolomie) (calcite) (périclase)

(2) $MgO + H_2O \rightarrow Mg(OH)_2$
(périclase) (brucite)

La brucite grossière que l'on trouve dans les failles et les fractures peut s'être développée par l'hydratation directe de la dolomite selon la réaction suivante:

(3) $CaMg(CO_3)_2 + H_2O \rightarrow CaCO_3 + Mg(OH)_2 + CO_2$
(dolomie) (calcite) (brucite)

L'hydratation de la forstérite a aussi donné de la brucite:

(4) $2Mg_2SiO_4 + 3H_2O \rightarrow Mg(OH)_2 + Mg_3Si_2O_5(OH)_4$
(forstérite) (brucite) (serpentine)

Les marbres brucitiques ont survécu au métamorphisme régional (grenvillien), qui a imposé une faible modification à la syénite et à la monzonite.

En plus des minéraux notés plus haut, les espèces suivantes ont été rapportées dans la carrière: apatite, chlorite, épidote, hydrotalcite, hydromagnésite, molybdénite, chalcopyrite, pyrrhotine, schorl et trémolite-actinolite. La minéralogie a été décrite par Sabina (1970, pp. 41-42).

Nous visiterons les endroits suivants dans la carrière (figure 5): (1) roche de contact contenant de la wollastonite grossière, (2) monzonite du batholite de Wakefield, (3) une petite antiforme marquée par des boudins de roche diopsidique, (4) roche à albite-diopside-molybdénite, (5) roche à diopside granulaire verte-à-blanche, (6) roche à wollastonite-diopside, (7) boudins de diopside bleu azur et (8) brucite feuilletée et pseudomorphes de serpentine après la forstérite.

Carrière Maxwell (Endroit no 5, figure 4)

Le gisement de brucite Maxwell est situé à 1,5 mille (2,4 km) au nord de la carrière Cross et a été exploité de 1942 à 1967 par Aluminum Company of Canada. Le massif de marbre avait originalement une longueur de 900 pieds (275 m), une largeur maximum de 400 pieds (120 m) et une profondeur de 650 pieds (200 m) au-dessous du point le plus élevé.

La brucite se présente en petites nodules (1 mm) dans une marbre calcitique enveloppé par une syénite. Les types de roches sont semblables à ceux que nous avons décrits dans la carrière Stephen Cross et les remarques précédentes sur l'origine s'appliquent aussi bien ici.

Dans la carrière Maxwell, les lambeaux de toit de roche calc-silicatée, plissés et boudinés dans la partie supérieure du gisement, sont d'un intérêt spécial. On les voit très bien sur le mur sud-est de la carrière. Certaines roches calc-silicatées contiennent des noyaux de calcite rose avec de gros cristaux de phlogopite et d'apatite. A certains endroits, le marbre est une roche à serpentine-hydrotalcite-calcite qui contient de la geikielite à un endroit (Hounslow et Chao, 1967).

La serpentine se présente en une variété de teintes. On trouve associées avec la serpentine, des lentilles de diopside granulaire mauve, verte et bleue. Quelques fractures dans le marbre sont remplies de brucite feuilletée à grain grossier et de calcite.

On a trouvé jusqu'à ce jour 30 minéraux dans la carrière. Les cristaux de célestite bleue, de chrysotile à longues fibres, de spinel en octaèdre allant jusqu'à 1,5 cm, et de forstérite en cristaux allant jusqu'à 15 cm, sont d'un intérêt particulier. Le gisement a été décrit par Goudge (1939, pp. 39-41, Ambrose (1943) et Sabina (1970, pp. 42-44).

Mine Evans-Lou (Endroit no 6, figure 4)

La mine Evans-Lou est une carrière de feldspath dans un granite pegmatitique. Elle est située 1,4 milles (2,3 km) à l'est de la route de Cantley-Poltimore, à un point qui se trouve 2,3 milles (3,7 km) au sud de Poltimore. La pegmatite a une largeur maximum de 75 pieds (23 m) et on l'a suivie sur une longueur de 400 pieds (120 m) sur la crête d'une élévation. On l'a exploitée de façon intermittente pour le feldspath et le quartz entre les années 1934 et 1956, la plus grande partie du travail a été fait par Canada Flint and Spar Ltd. entre 1938 et 1952.

En août 1970, l'Université d'Ottawa a fait pomper 33 pieds (10 m) d'eau de la carrière pour étudier sur place l'association des minéraux.

La pegmatite recoupe une monzonite quartzifère, une diorite quartzifère et une roche calc-silicatée. Il y a une séquence de zones normale mais assymétrique, on reconnait la suivante: noyau de quartz, quartz-perthite, perthite-plagioclase-quartz et périphérie de granite graphique. On trouve plus de détails sur la géologie dans Miles, Hogarth et Russell (1971).

On a identifié environ 60 minéraux dans la mine Evans-Lou. La plupart des minéraux à éléments rares sont concentrés dans la zone quartz-perthite près du noyau de quartz. Ceux-ci comprennent la plupart des minéraux de niobium, yttrium, uranium et thorium. On a trouvé des minéraux de bismuth seulement dans le noyau. Une chose remarquable est que plus de la moitié des espèces sont secondaires. Présentement (mi-1971) il y a encore 11 minéraux non identifiés.

La fergonite ($YNbO_4$) et la hellandite [$(Y,Ca)_2(Si,B\cdot Al)_3O_8.H_2O$] sont des minéraux primaires communs, la première est oxidée partiellement en une tache jaune amorphe sous rayons-X, en xénotime (YPO_4) et en silicates d'uranium et la seconde en tengerite [$Y_2(CO_3)_3.3H_2O$], thorogummite et plusieurs autres minéraux secondaires (Hogarth, 1970). Le nouveau minéral wakefieldite (YVO_4) semble être parmi les produits de décomposition de la hellandite (Miles, Hogarth et Russell, 1971).

Quoique la meilleure collecte provenait des parties de la carrière qui ne sont plus accessibles, près de 50 minéraux ont été identifiés sur la halde de déchets.

Mine Leduc (Endroit no 7, figure 4)

La mine Leduc, une carrière dans une pegmatite zonée d'environ 40 pieds (12 m) de largeur, a été exploitée pour le mica en 1885 et pour la tourmaline précieuse en 1908 (de Schmid, 1916). On peut atteindre cette mine en employant un sentier d'un demi mille (1 km) vers le sud à partir du chemin qui se sépare de la route Cantley-Poltimore à un point qui se trouve à 2,5 milles (4,0 km) à l'ouest de l'intersection. Le dyke (figure 6) a un noyau de quartz, une zone intermédiaire d'elbaïte, amazonite, cleavelandite et quartz et une zone extérieure de schorl, perthite rose et quartz. Près de la périphérie il y a une lentille de pegmatite à grain moyen caractérisée par du quartz enfumé, de la péristérite et de la biotite et une zone de bordure de granite graphique. L'ouverture principale mesure environ 65 pieds (20 m) de longueur; une deuxième ouverture se trouve à 125 pieds (38 m) plus au nord.

L'intérêt minéralogique particulier se trouve dans les gros livres (jusqu'à 50 cm) de mica lithique dans les zones inter-

médiaire et extérieure. Hoffmann (1901), Stevens (1938) et Winchell (1942) ont donné des analyses complètes du mica. D'après Windell, le mica contient environ 15 pour cent de la molécule de protolithionite ($K_2Li\ Fe_4\ Al_3\ Si_8\ O_{20}F_4$) et devrait, par conséquent, être appelé zinnwaldite. Les analyses montrent un contenu de 6 à 13 pour cent de muscovite que Winchell croit être un constituant interfeuille. La tourmaline verte et rose est assez abondante mais elle est rarement de qualité précieuse. D'autres minéraux intéressants mais peu fréquents sont l'uraninite en cubes jusqu'à 1 cm de côté, la thorogummite; la cyrtolite en cristaux jusqu'à 1 cm de diamètre, l'euxénite, le béryl vert pinacoïdal (prismatique court), de grands cristaux hypidiomorphes de topaze jaune et des octaèdres de fluorine de couleur rose.

Mine Vavasour (Endroit no 8, figure 4)

La mine Vavasour se trouve à un demi mille (1 km) de la route Cantley-Poltimore, à 5,7 milles (9,2 km) au nord de la traverse de la rivière Gatineau. La mine, connue aussi sous le nom de Nellis ou Gemmill, a été exploitée pour l'apatite par Donald Gow de Cantley en 1878, et subséquemment pour le mica ou l'apatite. A partir de 1936 jusqu'à la fin des opérations en 1964, la mine a été exploitée pour le mica par Blackburn Brothers Limited et depuis 1940, elle était la principale mine productrice de mica dans la province. Les travaux descendent à une profondeur de 180 pieds. La mine Vavasour était la dernière des exploitations mica-apatite dans le district de Gatineau-Lièvre.

Le mica se présente sur deux côteaux s'élevant 75 et 125 pieds (25 et 40 m) au-dessus de la plaine de la vallée de la Gatineau. On a extrait la plus grande partie du mica du côteau nord. On trouvera une description plus détaillée dans Schmid (1912, pp. 97-99), Stansfield (1913, pp. 111-114), Spence (1920, pp. 84-86) et Sabina (1970, pp. 18-19).

A la mine Vavasour, la structure est en forme de bassin avec une roche calc-silicatée riche en diopside ("gabbro" de Stansfield, "pyroxénite" de Schmid) surplombant un gneiss à biotite ("gneiss d'Ottawa" de Stansfield). Le gneiss à biotite contient des quantités variables de pyroxène et à certains endroits il est à grain grossier ("gabbro pegmatitique" de Stansfield). Les linéations minérales et des petits plissements plongent au nord-ouest à un angle de 30°.

Des filons ou "filons-dykes", faillés à certains endroits, coupent à travers la schistosité. Leur direction varie de 0° à 40°, et se développent en éventail vers le sud-ouest. Dans tous les cas,

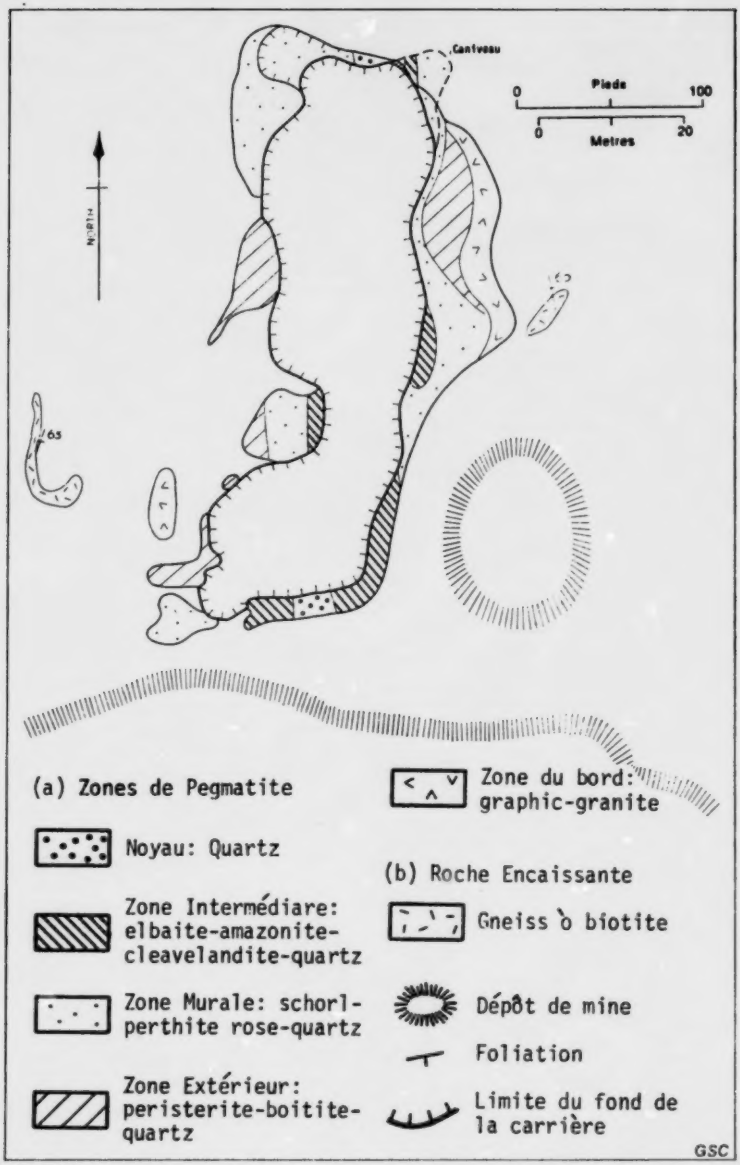


Figure 6. Carte géologique de la mine Leduc, Wakefield, Québec.

sauf un, les filons ont un pendage abrupt vers l'est. Sur le côteau nord, de nombreux filons sont distancés d'environ 15 pieds (5 m), mais il y a 8 zones importantes distancées d'environ 100 pieds (30 m). La plus longue peut être retracée sur une longueur de 750 pieds (230 m) ; la zone la plus importante ou la plus productrice est continue sur une longueur de 400 pieds (120 m). Le système filonien apparaît sur une longueur de 1300 pieds (400 m), mais on le retrouve sur le côteau sud à une distance de 1500 pieds (450 m). On trouve de nombreux filons et une minéralisation zonée d'actinolite, de hornblende, de calcite, de pyrite, de pyrrhotine dans l'écorce extérieure suivie vers l'intérieur d'une zone de cristaux de phlogopite et d'apatite verte et, finalement, de calcite rose dans le noyau. On voit aussi de la pyrite, de l'actinolite, de la fluorine, de la microcline, de la barytine dans les filons et l'actinolite, la hornblende, la calcite, la pyrite, la pyrrhotine, la microcline, l'andésine, la scapolite, la titanite, le graphite et le schorl dans les roches calc-silicatées.

RÉGION DE PERTH

Le chef-lieu du comté de Perth est situé environ 50 milles (80 km) au sud-ouest d'Ottawa sur le contact des formations du paléozoïque avec les roches du Précambrien. Cette ville, qui fut fondée dans le haut Canada en 1816 pour la défense militaire, a maintenant une population de 5600 âmes. Les traditions écossaises sont gravées et préservées dans une partie de la ville d'abord par son nom, ensuite par ses beaux édifices et ses belles demeures en pierre. Les roches et les minéraux de la région de Perth ont attiré l'attention des géologues de l'époque précédant la confédération (1867), parmi lesquels Logan, Murray et Hunt de la Commission Géologique du Canada située à Montréal à cette époque. Un médecin de Perth le Dr James Wilson, un collectionneur actif, attira l'attention dans les 1830, sur la présence d'apatite et de phlogopite et sur les nouveaux minéraux la péristérite, la perthite et sur les deux minéraux la wilsonite et la raphilite (discrédités depuis). Les noms de péristérite et perthite ont été introduits par Thompson (1843, pp. 189), wilsonite par Hunt (1853, pp. 168-170) et raphilite par Thompson (1943, pp. 153). On a aussi noté plus tard la présence de bytownite dans la région de Perth.

La région de Perth devint une source d'apatite (1855-1947), de mica phlogopite (1860-1947), de magnétite titanifère (1860-1971), de graphite (1870-1919), de feldspath (1900-1954), de vermiculite (1960-1965) et de marbre (1967-1970). La plupart de ces mines étaient petites et la plupart ont été

abandonnées il y a longtemps et sont devenues une partie presque oubliée de l'histoire de la région. Quelques ouvertures et haldes de déchets couvertes de végétation sont des endroits d'observation et de collection pour ceux qui s'intéressent à la géologie et à la minéralogie de la région. On peut encore recueillir, près de Perth, d'excellents spécimens de microcline, de plagioclase, de péristérite (moonstone), de perthite, de phlogopite et de vermiculite. On trouve plus difficilement aujourd'hui des cristaux de zircon, de titanite, de spinel, de corindon, de datolite et de cenosite que l'on a rapportés comme étant présents en abondance autrefois.

L'apatite et la phlogopite, que l'on trouve principalement dans les filons-dykes et dans des poches dans ou en marge des massifs de pyroxénite métamorphique et de calcaires cristallins et gneiss métamorphisés, étaient des substances commerciales importantes, surtout vers la fin du dix-neuvième siècle.

On estime à 40 000 tonnes d'apatite et à 8 000 tonnes de phlogopite les quantités de ces minéraux extraits de gisements près de Perth durant la période d'exploitation, de 1850 à 1950. La mine Pike Lake, ouverte en 1860, a fourni, d'après certains rapports, le mica en feuilles utilisé dans les vaisseaux de guerre de la flotte française à cette époque, on en a extrait des cristaux de plusieurs pieds de diamètre. Les dykes de pegmatite granitique dans la région de Perth ont été une source prolifique de feldspath potassique (microcline), de feldspath sodique (albite-oligoclase), et de quartz pour usages industriels de 1910 à 1954 (Hewitt, 1967). Durant cette période on a produit environ un demi-million de tonnes de ces minéraux évalués à environ quatre millions de dollars, à partir principalement de quatre gros dykes, dont trois sont dans le canton Bathurst.

Carrière de marbre bleu Lanark (Endroit no 1, figure 7)

Cette carrière de marbre est située près de Tatlock, au nord de Lanark dans le Canton Darling, sur une large bande de calcaire cristallin de type Grenville qui couvre une grande partie du canton. Elle a été ouverte en 1962 par Omega Tile and Terrazo Limited, et exploitée jusqu'en 1971. La carrière consiste en plusieurs ouvertures dans une zone où prédomine le marbre bleu sur une épaisseur de 40 pieds (12 m) dans une direction nord-ouest et suivant un pendage prononcé vers le nord-est. La zone surmonte une paroi inférieure constituée d'une bande de schiste à biotite-hornblende et sa paroi supérieure est un calcaire cristallin contenant du diopside et trémolite de couleur grise, blanche et verdâtre interstratifié

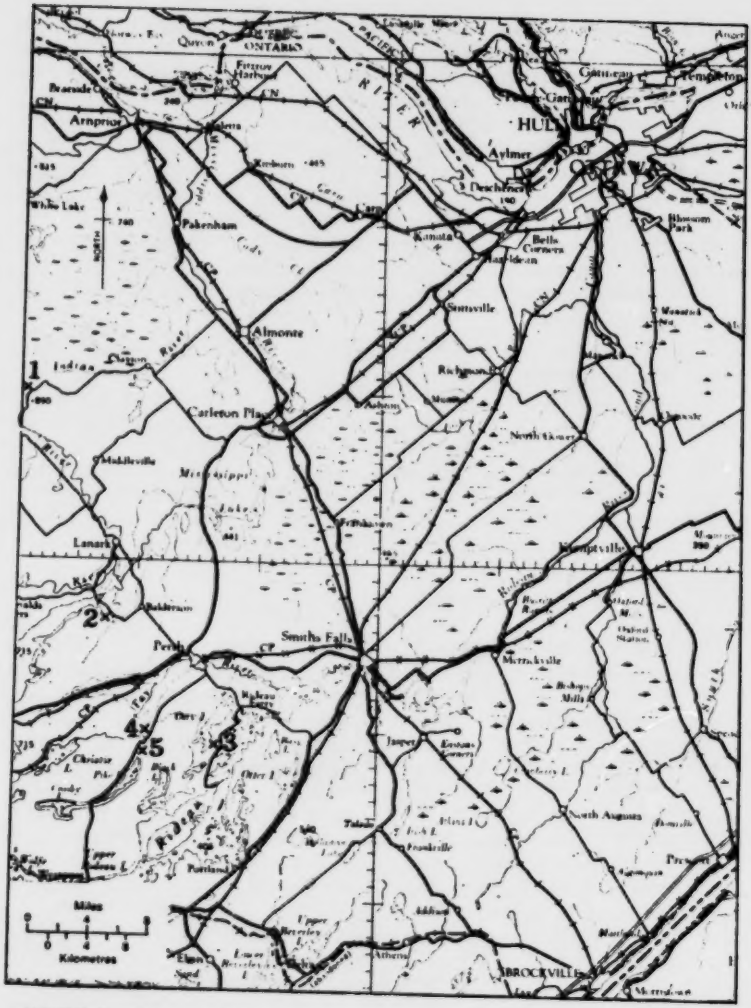


FIGURE 7: Gites minéraux:

1—carrière de marbre bleu de Lanark; 2—mines de feldspath de Perth et de Keays; 3—occurrence de perthite; 4—occurrence de vermiculite de Farrel; 5—occurrence de vermiculite de Pike Lake.

avec du marbre bleu portant de nombreux boudins d'une roche à pyroxène vert-foncé, en partie serpentinisée. Le marbre de la paroi supérieure est tacheté de pyrite partiellement oxydée en limonite qui, avec la serpentine et l'hématite, donne à la roche une teinte brunâtre. On peut voir de beaux affleurements du marbre dans la carrière, particulièrement du type bleu de Lanark. La première ouverture à partir de la route montre un marbre rubané teinté bleu ciel. La deuxième et principale ouverture à environ 200 pieds (60 m) suivant la direction nord-ouest, avec des dimensions de 50 pieds de largeur, 65 pieds de longueur et 35 pieds de profondeur (15 x 20 x 11 m), montre des surfaces sciées du marbre bleu, blanc et gris à son meilleur avantage.

A environ un mille (1,6 km) plus au sud, la carrière de Temple White Marble, de la compagnie Angelstone Limited, a été ouverte en 1962, sur un calcaire blanc cristallin et exploitée jusqu'en 1971. Ce marbre blanc uniforme se compose principalement de calcite en gros cristaux avec des petites quantités de diopside et de trémolite. Dans la partie décapée de la carrière près de la route, de petits dykes granitiques recoupent des inclusions de roches basiques foncées et altérées qui paraissent représenter des dykes basiques dans le marbre.

Mines de feldspath Perth et Keays (Endroit no 2, figure 7)

Les mines de feldspath Perth and Keays sont situées dans le canton Bathurst, environ 3 milles (4,8 km) à l'ouest suivant la route à partir de Balderson. Les mines comprennent deux ouvertures pratiquées dans une simple pegmatite granitique zonée que l'on peut suivre sur plus d'un quart de mille (0,4 km) traversant des bandes de gneiss granitique avec contacts abrupts (figure 8). L'ouverture remplie d'eau près de la route était connue sous le nom de mine de Perth, elle a été exploitée de 1922 à 1926 produisant quelque 5000 tonnes de microcline. Suivant la direction du dyke, sur un côteau à 600 pieds (180 m) plus au nord, une deuxième ouverture que l'on connaît sous le nom de mine de Keays a produit environ 20 000 tonnes de feldspath durant la même période. On trouve facilement des spéciments de microcline (microperthite) et de péristérite sur les haldes de déchets mais ils sont plus abondants à la mine Keays qu'à celle de Perth. Le feldspath iridescent que l'on trouve dans ces dykes a été considéré d'abord comme du labradorite, mais Thomson (1843) l'a ensuite nommé péristérite d'après un échantillon que lui a envoyé le Dr James Wilson de Perth en passant par le Dr Arthur Holmes de Montréal.

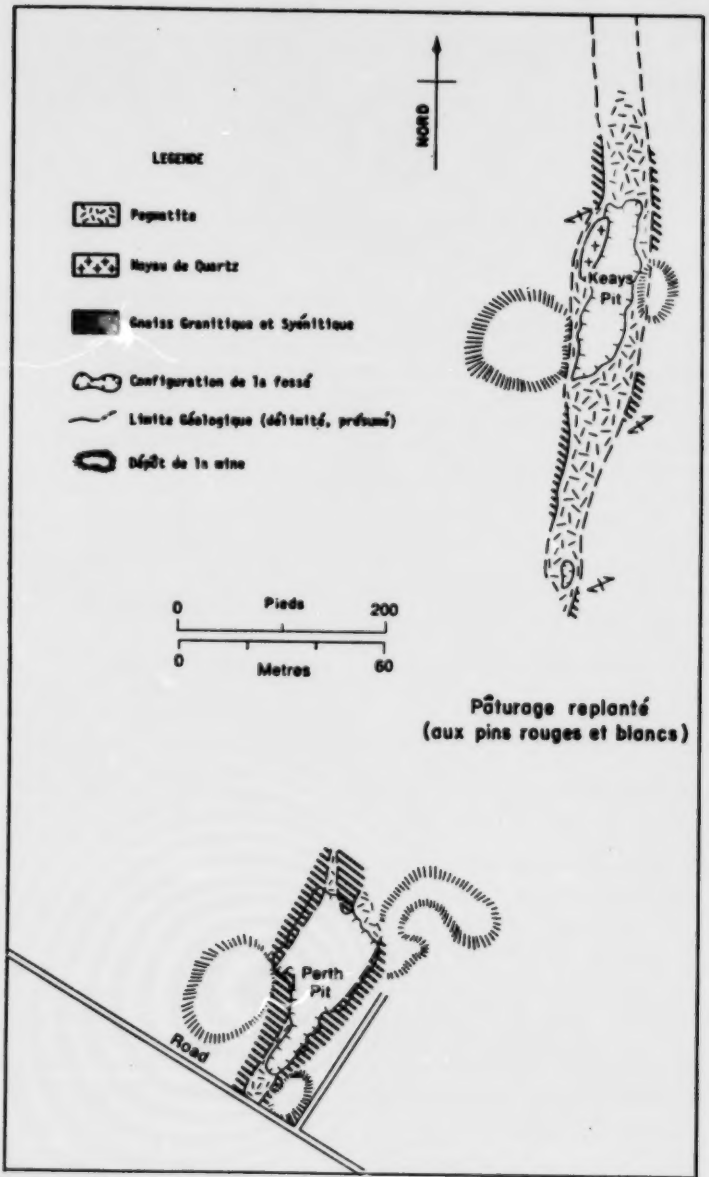


Figure 8. Carte géologique des mines de feldspath, Perth et Keays, comté Lanark, Ontario.

Venue de Perthite (Endroit no 3, figure 7)

Thomson (1843) a donné le nom de "Perthite" à un développement enchevêtré de feldspath blanc schillérisé recueilli par le Dr James Wilson sur un affleurement que l'on croit être sur le lot 3, rang VI du canton North Burgess. T. Sterry Hunt a visité l'endroit en 1847 en compagnie du Dr Wilson, et, par après, (Hunt, 1852) a donné les résultats de deux analyses chimiques du feldspath, concluant que c'était de l'orthoclase avec un contenu de soude plus grand que la moyenne. D'après Dana, Gerhard a démontré plus tard que le minéral était constitué d'interlamelles d'orthoclase et d'albite.

Un dyke de pegmatite contenant de la perthite le long de la route dans le canton de Burgess nord, et qui est peut être l'endroit visité par Hunt et Wilson en 1847, fera l'objet d'une visite lors de l'excursion. La perthite se trouve à 4 milles (6,4 km) le long d'une route conduisant vers le sud-ouest après le lac Otty à partir du chemin de la traverse Perth-Rideau. A cet endroit, la perthite est constituée de bandes parallèles et de lentilles irrégulières de quelques millimètres de largeur de plagioclase sodique pâle (albite-oligoclase) interlaminées dans une roche-mère de feldspath potassique de couleur rouge flamme à brun rougeâtre (microcline-orthoclase) ; la texture est apparente sur les clivages prismatiques. La perthite de cette nature se trouve dans des masses de clivage d'une largeur allant jusqu'à 12 pouces (30 cm) dans la zone intérieure du dyke.

Le feldspath potassique dans tous les dykes de pegmatite de la région est probablement de nature perthitique ou microperthitique. Sur vingt-huit analyses de feldspath potassique commercial dans les mines de l'Ontario, le contenu en albite varia de douze à vingt-cinq pour cent (Spence, 1932), i.e. un contenu en soude assez élevé pour indiquer que les échantillons étaient de la perthite, de la microperthite ou de l'anorthoclase.

Vermiculite de la région de Stanleyville

La vermiculite, une espèce distincte de minéral, quoique le nom s'applique généralement aux mélanges de minéraux qui produisent une exfoliation par chauffage, a été rencontrée la première fois dans la région de Stanleyville en 1950, dans des échantillons de schiste micacé et de calcaire cristallin impur au sud de la vieille mine de mica Pike Lake, à environ 8 milles (14 km) au sud-ouest de Perth, par C. G. Bruce du département fédéral des Mines. Par la suite, on a tenté de délimiter et de développer les gisements au cours de la période 1955-65,

mais ce fut sans succès. La "vermiculite" qui a une structure de lits mélangés avec la phlogopite, apparait sous forme erratique comme un produit d'altération (hydraté) de la phlogopite, en couleur variant de vert foncé ou noir et brun à rouge ou tan argenté. En général, les variétés pâles semblent être beaucoup plus hydratées, d'apparence de cuir et beaucoup plus expansives. La vermiculitisation semble avoir progressé de l'intérieur vers l'extérieur. L'origine de la vermiculite est sujet à controverse. Comme résultat de ses études sur les gisements de mica du Canada, Hoadley (1960) a conclu que le minéral est plutôt formé par l'altération de surface par les solutions météoriques et, que la relation apparente entre la vermiculitisation et les présentes surfaces du terrain dans certains gisements est fortuite et n'a aucune signification génitique. La vermiculitisation de la phlogopite semble avoir été mise en relation avec des intrusions de dykes et de veinules d'aplite à plusieurs endroits dans la région de Stanleyville. D'après Hoadley, (1960) une dernière phase de l'activité hydrothermale a produit une importante serpentinisation et talcification dans une partie des venues de vermiculites à Stanleyville.

Gisement de vermiculite Farrel (Endroit no 4, figure 7)

Le gisement Farrel est situé dans le canton de Burgess nord, à peu près à un mille (1,6 km) au nord de Stanleyville, sur la route de Stanleyville à Perth. A cet endroit, la vermiculite est vert foncé ou rougeâtre et, avec de la phlogopite brune à gros grains, elle forme une zone de schiste micacé associée avec une intrusion de pegmatite dans une bande de calcaire cristallin impur et altéré.

Tel qu'exposé dans l'excavation étroite à l'ouest de la route, les bandes dans le calcaire cristallin friable, à altération foncée et porteur de vermiculite et phlogopite sont orientées à 25° et sont inclinées à 80° ou presque verticales vers le nord-ouest. Autour de l'excavation, des affleurements de quartz laiteux, de pegmatite et de pyroxénite tachetée d'hématite peuvent être aperçus avec du jaspe, de la vermiculite rougeâtre et verdâtre et de la phlogopite brune.

Gisement de vermiculite du lac Pike (Endroit 5, figure 7)

Environ à un mille (1,6 km) au sud-ouest du gisement Farrel, le long de la route vers Westport, et 300 pieds (90 m) au sud-est de la route, près de l'extrémité nord du lac Pike, un puits circulaire d'environ 30 pieds de largeur et 20 pieds (6 m) de profondeur a été fait pour vérifier la présence de

phlogopite-vermiculite. Les micas apparaissent au contact d'une mince bande plissée et brèchiforme de calcaire cristallin altéré, de pyroxénite métamorphique, de gneiss granitique tacheté d'hématite et d'une intrusion de granite rose. De la vermiculite rougeâtre et verdâtre et de la phlogopite forment une zone d'environ 4 pieds (1 m) de largeur dans une pyroxénite métamorphique altérée le long du contact du calcaire cristallin avec le granit. De gros cristaux cassés de phlogopite sont enveloppés de vermiculite verdâtre à grains fins et accompagnés de vermiculite rougeâtre, de carbonate tacheté d'hématite (calcite, ankerite), de diopside et de serpentine.

LAC OTTER — RÉGION DE LA RIVIÈRE OTTAWA

La route de Hull au village du lac Otter suit la vallée historique de l'Outaouais. En 1613, l'explorateur français, Samuel de Champlain, fut le premier à rapporter un voyage jusqu'à la rivière Ottawa, en voyageant vers le nord-ouest jusqu'à Morrisson's Island, quelque 70 milles (110 km.) au-delà de la cité actuelle d'Ottawa. Lors des années qui suivirent, les français, sous le nom de diverses compagnies, ont utilisé la rivière Ottawa comme route pour la traite des fourrures et, jusqu'en 1663, quand Louis XIV réorganisa le gouvernement du Canada, les marchands de fourrures ont régné en maîtres sur la région. Après la défaite de Québec en 1759, les britaniques devinrent actifs dans la traite des fourrures particulièrement sous le vocable de North West Company et de Hudson's Bay Company qui ont été fusionnées en 1821.

Au début du 19ème siècle, la coupe du bois devint importante et ce fut la principale industrie pendant tout le siècle. Cette industrie fut très florissante suite aux demandes de la marine britannique pour les pièces de bois équarries pendant les guerres napoléoniennes.

Le premier établissement (1786-1800) sur la rivière Ottawa fut celui de Joseph Mondion à un endroit sur la rive nord à 28 milles (45 km) au-delà de la présente ville d'Ottawa. En 1800, Philémon Wright et ses associés se sont établis au village Wright qui devint par la suite la cité de Hull. Des renseignements complémentaires sur l'histoire de la vallée supérieure d'Ottawa ont été donnés par Kennedy (1970).

Un accident topographique éminent que l'on voit en route, particulièrement entre Breckenbridge et Eardley, est l'escarpement Eardley, décrit dans la localité de Champlain Lookout. On peut apercevoir quelques traits intéressants du Pléistocène le long de cette route, particulièrement ceux résultant de la

sédimentation et de l'érosion produites par la mer Champlain (11 500 à 9 500 ans avant le temps présent). Près de Breckenbridge, la route passe sur des terrasses faisant face à des berges surélevées aux élévations 240 et 295 pieds (73 et 90 m). Une troisième berge (élévation 200 pieds, 51 m) existe juste au sud de la route. Il est intéressant de noter que ces berges, particulièrement la plus basse, se révèlent comme des concentrations de thorium lors des relevés radiométriques aéroportés; c'est apparemment le résultat de couches riches en monazite (B. W. Charbonneau, Commission géologique du Canada, communication personnelle). Un exemple frappant du glissement de terrain dans l'argile de Champlain (Leda) peut être observé juste avant Quyon.

Prospect de molybdénite Kirkham (Endroit 9, figure 4)

De la molybdénite fut découverte sur cette propriété en 1951 et les droits miniers furent transférés sous option, la même année, à Québec Metallurgical Industries Ltd. Entre 1951 et 1958, la propriété fut explorée d'une manière intensive pour la molybdénite et l'uranium par des forages au diamant, le creusage de tranchées et le percement de deux galeries. La géologie est décrite par Sabourin (1956, pp. 39), Shaw (1958, pp. 23-24) et Vokes (1963, pp. 173-179) et la minéralogie par Sabina (1971, pp. 93-94). La propriété est située à 1,5 mille (2,4 km) à l'est de la route Shawville - Lac Otter; elle est accessible à partir de ce point par une route secondaire à 7,7 milles (12,3 km) au nord de Shawville.

L'excursion visitera la zone no 1 qui fut explorée à partir de la galerie sud. Cette zone consiste en une lentille de pyroxénite de 300 pieds (90 m) de longueur et d'environ 20 pieds (6 m) d'épaisseur. La lentille se situe entre un filon-couche de pegmatite et une zone de gneiss à hornbblende et de marbre et elle se prolonge en suivant le pendage dans une direction approximative de 45° sud-est sur une distance d'au moins 200 pieds (60 m).

La pyroxénite est à grains moyens à gros et de couleur vert foncé. Elle se compose surtout de diopside-hedenbergite mais avec un peu de calcite, de trémolite-actinolite, de microcline, de titanite, de tourmaline et de concentrations locales de scapolite grossière (centimétrique). Un peu d'uraninite microscopique est associée à de la calcite rose. Shaw (1958, pp. 24) rapporte "une veine de minéral radioactif à faible intensité (probablement des thucholites)" dans la galerie.

Les sulfures qui ont tendance à se présenter ensemble dans les zones de fractures sont la pyrrhotine, la pyrite, la molyb-

dénite et très peu de chalcopyrite et de galène. Par endroit, la pyrrhotine forme la masse de roc et se trouve en gros grains anhèdres, quelques-uns ayant une séparation basale. La molybdénite apparaît comme flocons et plaques qui ne montrent que rarement une forme prismatique. Des flocons ayant jusqu'à 3 pouces (7,5 cm) de diamètre ont été rapportés par Vokes (1963, pp. 178) et Sabina (1971, pp. 93.). Les sulfures ont été très oxydés, produisant une abondance de rosénite blanche, parfois de jarosite jaune (à l'extrémité sud de la zone en surface), et de rares touffes blanches d'un minéral du groupe de la mélantérite.

Un filon-couche de pegmatite de 10 pieds (3 m) d'épaisseur est sousjacent aux dépôts et fut retracé en surface sur une longueur de 300 pieds (90 m). Il contient du plagioclase, du quartz et de l'augite, avec des quantités moindres de zircon, d'uraninite, d'allanite, d'uranothorite, de pyrite et de pyrrhotine. Des minéraux radioactifs (atteignant 1 cm de dimension) peuvent être collectionnés dans les fragments de roc sur le terril de la galerie no 1. On les reconnait par les fissures et l'obscurcissement du feldspath environnant.

Mine Yates Uranium (Endroit 10, figure 4)

La mine Yates Uranium est située à 2,7 milles (4,3 km) à l'ouest de l'établissement de Sandy Creek, à partir duquel elle est accessible par une route étroite de gravier. Du mica y fut extrait en premier en 1906 et 1907 des puits situés du côté ouest de la propriété par la Calumet Mica Company de Bryson (d'après Schmid, 1912, pp. 133-134), et a été exploité de façon intermittente depuis cette période par d'autres opérateurs.

On a trouvé de l'allanite sur un lot adjacent (Schmid, 1912, p. 288), mais aucune attention ne fut portée sur les minéraux radioactifs jusqu'au "boom" de l'uranium des années 1950. Le campement Yates fut installé à l'automne 1953 et on a continué une exploration intense jusqu'à l'été 1956. Pendant cette période, six zones connues sous les noms de Matte, Camp, Cliff, Lake, Belisle et Bélanger, comprenant une superficie de 835 acres (3,4 km^2), furent découvertes sur 8 lots du canton d'Huddersfield. Au cours de l'excursion, les zones Matte et Camp seront visitées.

La zone Matte est un filon-dyke de calcite, pyroxène, fluorine et apatite qui coupe la pegmatite granitique. La zone a été retracée en surface sur une longueur de 800 pieds (240 m) et une épaisseur de 20 pieds (6 m) et explorée par une galerie d'une longueur de 170 pieds (52 m). Elle est orientée nord-

ouest et a un pendage d'environ 30° vers le sud-ouest. La plupart des minéraux intéressants ont été localisés du côté du toit. La calcite est de couleur pâle à rose saumon; la fluorine est de la variété pourpre foncée, l'antozonite; le pyroxène apparaît comme des prismes noirs lustrés de salite et particulièrement bien développés en bordure de la zone; et, l'apatite comme cristaux bien formés de fluorapatite se terminant en couleur verte à brune. Shaw (1958, p. 41) rapporte des cristaux d'apatite atteignant 10 pouces (25 cm) de longueur et 3 pouces (7,6 cm) de diamètre, mais la plupart des cristaux maintenant disponibles ont seulement 1 pouce (2,5 cm) à 3 pouces (7,6 cm) de longueur. Avec la calcite, il existe aussi de la péristérite de la scapolite et de la microcline.

Les principaux minéraux radioactifs sont l'uranothorite qu'on observe dans la calcite et la fluorine comme des prismes minces atteignant 1 pouce (2,5 cm) de longueur, et l'allanite qu'on trouve dans la microcline et la calcite comme plaques atteignant ¾ de pouce (2 cm). Près de l'extrémité de la galerie, l'uranothorite et l'allanite coexistent dans une roche contenant environ 30% d'apatite, 50% de calcite et 15% de thorite (M. Fratta, communication personnelle). Shaw (1958, p. 41) rapporte aussi de l'uranophane et Sabina (1971, p. 96) a identifié de la cérite avec de la stilbite et de la heulandite dans les géodes au milieu de la calcite. Une pegmatite granitique à 400 pieds (129 m) au sud-ouest de la partie supérieure de la zone Matte contient un peu d'allanite grossière.

La zone Camp, 0,7 mille (1 km) au sud-ouest de la zone Matte, est une zone allongée de roche de carbonate et silicate, à pendage abrupt et composée surtout de calcite, de scapolite, de diopside et de phlogopite en proportions variables. La radioactivité est notée sur une longueur de 900 pieds (275 m) et sur une largeur maximum de 100 pieds (30 m). Les minéraux radioactifs incluent la thorianite, l'uranothorite, l'allanite et l'uranophane (Shaw, 1958, p. 40). La thorianite apparait comme des cubes minuscules qui s'entre-pénètrent dans une diopside granulaire interstratifiée avec de la calcite rose saumon. Une analyse partielle de la thorianite a donné 36,8% U_3O_8, 40,1% ThO_2 et 7,7% PbO (Robinson et Sabina 1955, p. 631 et anal. 17). La morphologie et la pétrographie de la thorianite a été décrite par Stevenson et Stevenson (1955). Un peu de lessingite est trouvée en association avec la thorianite (Robinson et Sabina, 1955). Lang *et al.* (1962, p. 213) rapportent de la beta-uranophane secondaire. Les minéraux accessoires non radioactifs dans la zone Camp incluent la trémolite-actinolite, la titanite, la chondrodite, la fluorine et la

scapolite, cette dernière ayant été trouvée en cristaux fins atteignant 2 pouces (5 cm) de longueur.

Déblai sur la route de Bryson (Endroit 11, figure 4)

Du marbre magnésien est exposé dans une coupe de route de 300 pieds (100 m) de longueur sur la route 8, immédiatement à l'est de Bryson, Québec. La région est couverte par la carte géologique de Osborne (1944, échelle 1:31680) et la minéralogie du gisement a été décrite sommairement par Sabina (1971, p. 99). Les marbres contenant de la brucite dans cette région ont été décrits par Goudge (1939, pp. 25-28).

Bien qu'un nombre de minéraux aient été rapportés de cette occurrence, les spécimens rares tel que hydrotalcite [$Mg_6Al_2(OH)_{16}(CO_3).4H_2O$], pyroaurite [$Mg_6Fe_2(OH)_{16}(CO_3).4H_2O$] et szajbelyite [$Mg(BO_2)(OH)$] sont les plus intéressants. Ces trois minéraux peuvent être recueillis facilement de la partie nord-ouest de l'affleurement. Les associations suivantes sont apparentes dans les études en section mince: dolomie + calcite + hydrotalcite ± serpentine ± szajbelyite dolomie + calcite + pyroaurite + magnétite ± serpentine.

L'hydrotalcite et la pyroaurite sont toutes deux vert bleuâtre, bleu verdâtre, ou bleu ciel en échantillon grossier et brunâtre en lumière transmise. Chaque minéral se trouve sous forme de nodules, ayant normalement 1 mm. A un endroit, on a observé des nodules de pyroaurite de 1 cm. de diamètre. On distingue plus facilement ces minéraux par diffraction au rayons-X; mais l'association de pyroaurite et magnétite semble être invariable et diagnostique. La serpentine est généralement associée avec ces minéraux et peut être confondue en les identifiant, bien qu'elle soit habituellement plus pâle et plus jaune.

La pyroaurite et l'hydrotalcite ont été observées comme entourant les nodules de brucite, suggérant une origine à partir de l'altération de la brucite. Des lentilles de marbre brucitique (dolomie et brucite avec un peu de calcite) se rencontrent dans le marbre au sud-est du gisement. La chaleur nécessaire pour engendrer la brucite par dédolomitisation, ou peut-être par décomposition de la magnésite, pourrait avoir eu comme origine l'intrusion d'un gabbro à hornblende que l'on retrouve 500 pieds (150 m) à l'est de l'affleurement.

La szajbelyite se rencontre comme des fibres blanches d'environ 1 mm de longueur et remplissant partiellement les cavités dans le marbre. Des fibres plus longues (3 mm) y ont été recueillies (A. P. Sabina, communication personnelle).

Le bore, élément essentiel dans la composition de la szajbelyite, peut avoir eu comme origine des intrusions mineures de pegmatite granitique à tourmaline qui coupent le gabbro.

Les lentilles de marbre à serpentine contiennent localement de nombreux dodécaèdres petits et bien développés de magnétite.

Les autres minéraux que l'on trouve dans cette coupe de route sont: l'aragonite, la chlorite, le diopside, la galène, le graphite, la phlogopite, la pyrite, la pyrrhotine et la titanite.

Barrage Rapides-des-Chenaux (Endroit 12, figure 4)

Le barrage Rapides-des-Chenaux, propriété de la Commission de l'Energie hydroélectrique de l'Ontario, est sur la rivière Ottawa à Portage du Fort, environ 50 milles (80 km) en amont d'Ottawa. Il fut terminé en 1951 et a une capacité de 120 000 kilowatts. En bas du barrage un vieux chenal de cours d'eau, creusé lors du projet, présente une belle possibilité d'examiner le marbre de Grenville et le gabbro. La région a été cartographiée à l'échelle de 1:126 720 (1 pouce=2 milles) par Satterly (1945) en Ontario et par Katz (1969) au Québec. La minéralogie a été décrite sommairement par Sabina (1971, p. 57).

Le marbre est exposé de façon presque continue sur une distance d'environ 1000 pieds (300 m) dans le chenal délavé par l'eau à l'extrémité ouest de l'île Limerick dans la rivière Ottawa (figure 9). Des xénolithes de syénite, de granite et de gabbro; des plissements; des structures de fluage; des lits résistants de marbre silicifiés; et des petites marmites peuvent être vues dans le marbre. De plus grandes (atteignant 1 m de diamètre) peuvent être aperçues sur l'île Limerick au nord-ouest du barrage. Les structures de fluage dans le marbre sont particulièrement évidentes quand on les regarde de la route.

Le marbre est à grains fins à moyens et normalement blanc, avec de la calcite porteuse de diopside et de graphite, et plus rarement de titanite, de phlogopite et de trémolite. Les noeuds de silicate verdâtres sont surtout formés de diopside-scapolite. Les entrelits gris contiennent de la wollastonite et du diopside et quelques-uns, de la vésuvianite, de la pyrrhotite ou du feldspath. Une roche verdâtre prise de l'extrémité sud du marbre contient l'assemblage diopside-grenat-clinozoïsite et diopside-scapolite-clinozoïsite-calcite. Le marbre au contact avec le gabbro contient l'association diopside-grenat-scapolite-calcite. Près du barrage, les lentilles brunâtres à grisâtres de

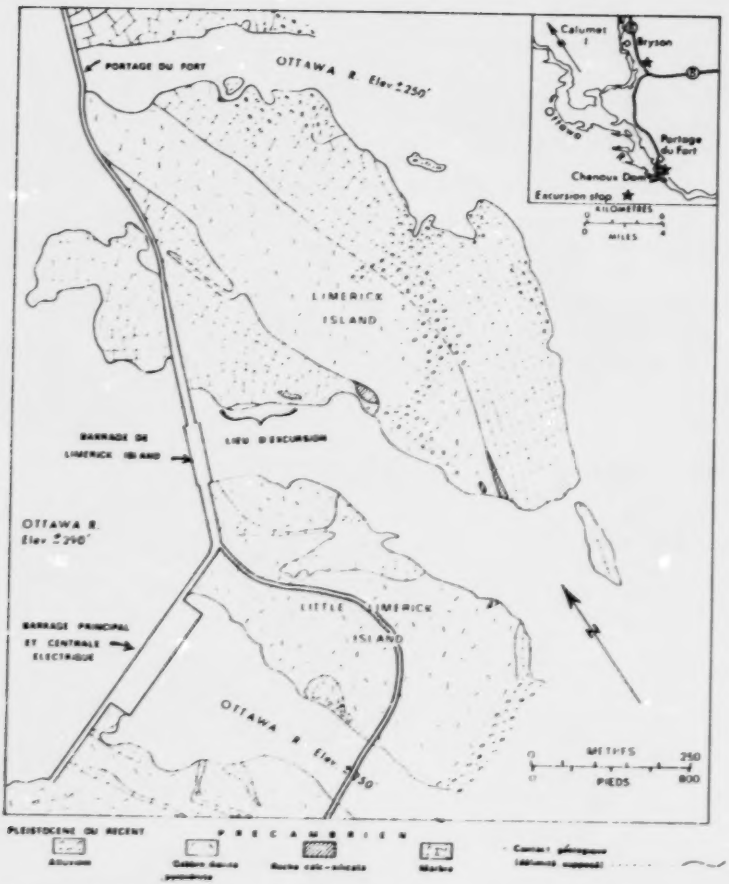


Figure 9: Géologie au site du barrage-des-Chenaux, Portage-du-Fort, Québec (informations fournies par J. O. Gorman, Commission de l'Énergie Hydroélectrique de l'Ontario).

marbre calcitique incluent des métacristaux de dolomie contenant des grains microscopiques de spinel et de chondrodite. Sur la petite île Limerick du côté ouest, des lits de marbre à calcite et dolomite contiennent des cristaux non-altérés et pourpres de forstérite atteignant 1 cm. Du marbre à calcite et chondrodite existe à l'extrémité est du barrage.

Du marbre dolomitique à brucite est exposé dans une coupe de route sur l'île Limerick et on en retrouve des blocs erratiques près du gabbro. La brucite existe comme nodules ayant un diamètre moyen inférieur à 1 mm et généralement entourées de lamelles de brucite. Un peu de pyroaurite et de serpentine lui sont associées. Contrairement aux marbres brucitiques près de Wakefield, la calcite est rare et il y a absence presque complète de spinel.

Le marbre est coupé par des culots de gabbro et par une langue de gabbro qui s'étend sur la rive ouest de la rivière Ottawa à partir d'un petit massif. Le gabbro est normalement de la variété grossière à augite et hypersthène, mais par endroits il passe à une diorite ou à une pyroxénite. On a observé localement des lentilles d'augite et de hornblende grossière (décimétrique). Quelques joints sont tapissés de meionite brun or. Un contact avec le marbre près de l'extrémité sud de l'île Limerick contient de la parawollastonite englobant poïkilotiquement du diopside.

Le groupe silicaté retrouvé dans le marbre qui est surtout anhydre résulte probablement du métamorphisme de contact avec les intrusions de gabbro.

RÉGION DE LA VALLÉE DE MADAWASKA

La vallée de Madawaska est une vallée large, orientée nord-ouest et drainée par la rivière Madawaska qui relie plusieurs lacs et rejoint la rivière Ottawa à Arnprior, approximativement 42 milles (67 km) à l'ouest d'Ottawa. La région fut ouverte au milieu du siècle dernier pour ses grandes étendues de bois de charpente. Pour assister les opérations de coupe et pour hâter (quoique sans efficacité) le peuplement de la région, le gouvernement a construit bon nombre de routes de colonisation, la plus connue étant celle de Opeongo qui fut construite vers les années 1850. Cette route dont on peut encore apercevoir les vestiges commence au Lac-des-Chats de la rivière Ottawa se continue jusqu'à Renfrew et de là, jusqu'à Barry's Bay. Un embranchement fut par la suite construit vers le village de Combermere. Bien que la coupe du bois continue d'être une industrie florissante, la vallée de Madawaska est devenue

une région touristique importante. Un gneiss rose pâle riche en néphéline qui existe à la mine Craigmont près de Combermere fut nommé "congressite" en l'honneur du 12ième Congrès Géologique International tenu au Canada en 1913 (Barlow, 1915, p. 298).

Veines de calcite et apatite de la région du lac Clear

A la fin des années 1800, un grand nombre de filons-dykes de calcite furent explorées sur les collines immédiatement à l'est du lac Clear et sur les îles du lac. Lors de l'exploitation à faible production pour l'apatite, d'excellents cristaux de titanite, de zircon, d'apatite, de pyroxène, de scapolite, de hornblende et de microcline furent recueillis, dont plusieurs ont été acheminés vers les principales collections de minéraux dans le monde. L'origine de ces échantillons est donnée de façons variables, soit Renfrew, Eganville, Sebastopol ou Lac Clear, Ontario, soit avec plus de détails comme de la mine Smart ou Meany, ou de l'île Turner.

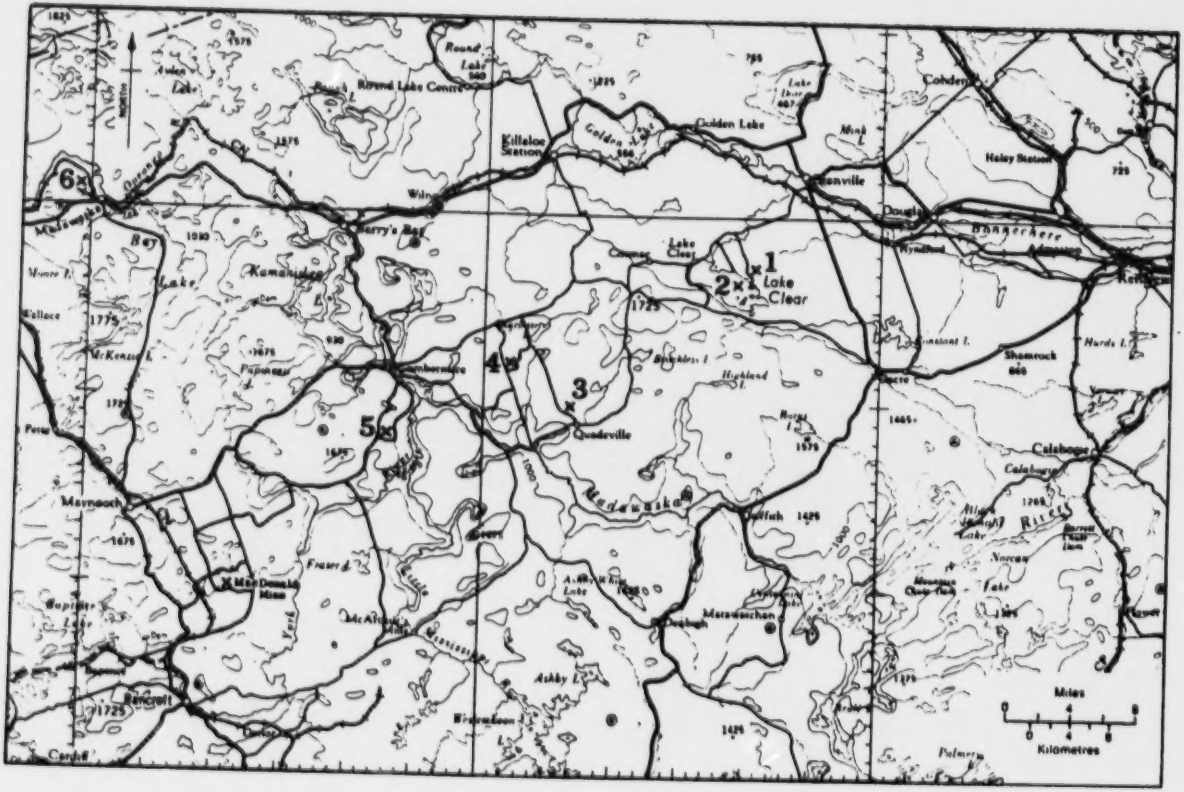
Ces gisements sont tous dans le canton Sebastopol, Ontario, 6 à 7 milles (9,5 à 11 km) au sud-sud-ouest de Eganville. Les plus accessibles des principaux gisements sont la mine Smart et plusieurs autres sur l'île Turner. Le lac Clear se trouve dans un des blocs descendus du système de horst et graben d'Ottawa-Bonnechère et est limité à l'ouest par l'escarpement du mont St-Patrick. Des lambeaux de roches sédimentaires du Paléozoïque se trouvent sur la partie supérieure et le long de la base de l'escarpement. Un déplacement vertical d'environ 1500 pieds (500 m) fut estimé pour cette faille.

Les roches porteuses des filons-dykes sont des gneiss à biotite plus ou moins syénitisés, des amphibolites et des pyroxénites métamorphiques. Toutes les variations existent, depuis les gneiss à schistosité bien définie, les paquets ressemblant à des pegmatites localisées au hasard avec ou sans noyaux de calcite, jusqu'aux filons-dykes bien définis atteignant plusieurs centaines de pieds (100 m) de longueur et environ 10 pieds (3 m) de largeur. Bien que plusieurs de ces dykes de veines soient plus ou moins conformes aux gneiss encaissants, il est commun de rencontrer des masses recoupant les bancs.

Tous les minéraux énumérés auparavant, plus la biotite, existent comme cristaux bien formés tapissant les murs des

---

FIGURE 10: Gites minéraux, la région de la vallée de Madawaska, Ontario: 1 — Mine d'apatite Smart; 2 — Mine d'apatite de l'île Turner, lac Clear; 3 — Pegmatite à béryl-lyndochite de Quadeville; 4 — Gisements de corindon de Rosenthal; 5 —— Mine de corindon Craigmont; 6 — Carrière de feldspath Gole.


1
2
3
4
5
6
Lake Clear
Killaloe Station
Golden Lake
Cobden
Haley Station
Renfrew
Douglas
Shamrock
Hurds I.
Calabogie
Quadeville
Madawaska
Mayneuth
Rankin Lake
Miles
Kilometres

veines et se prolongeant à l'intérieur du noyau de calcite. De tous ceux-là, seulement l'apatite, le zircon et la titanite existent comme cristaux euhèdres et complètement isolés à l'intérieur du noyau. Quelques-uns de ces cristaux atteignent 3 ou 4 pieds (1 m) de longueur, et les plus grands cristaux de zircon et de titane connus — plus de 1 pied (30 cm) de longueur — ont été recueillis des veines de cette région.

Mine d'apatite Smart (Endroit 1, figure 10)

On se rend à la mine Smart par une route de chantier qui relie la route de Eganville à Cormac environ 6 milles (9,6 km) au sud-ouest de Eganville. Approximativement 3 milles (5 km) au sud sud-ouest de la route, un sentier à partir de la route de chantier nous conduit au nord-est vers la mine, à une distance de 100 verges (90 m). Les travaux consistent en une série de coupes étroites sur une longueur d'environ 100 verges (90 m), exposant un groupe de filons-dykes à pendage abrupt, soit conformes soit en travers-banc.

La plupart des minéraux de veine énumérés ci-dessus ont été trouvés à cet endroit, mais de gros cristaux bien formés de microcline - perthite sont particulièrement abondants dans les affleurements qui s'y trouvent. Les couches minces de crocidolite sont communes et se sont apparemment développées lors du dernier cisaillement. Références choisies: 46, 67, 74. Elles s'appliquent aussi aux filons-dykes de l'île Turner (qui suit).

Ile Turner, lac Clear (Endroit 2, figure 10)

C'est une île allongée dans le lac Clear, environ 3 milles (5 km) au sud-sud-est des établissements, le long de la rive nord du lac, et est facilement accessible par bateau en partant de ces établissements. Elle est à peu près à ½ mille (800 m) du rivage à partir de l'extrémité sud de la route de chantier qui conduit à la mine Smart.

A plusieurs endroits sur l'île Turner, plus de dix filons-dykes ont été exploités sur une basse échelle pour l'apatite. Les plus importantes et les plus accessibles de ces exploitations se trouvent dans la partie nord-est de l'île. Quelques-uns des filons-dykes sont exposés dans l'escarpement qui forme la rive nord de l'île. Tous les minéraux de veine notés dans la description générale des gisements du lac Clear ont été retrouvés dans les filons-dykes de l'île Turner.

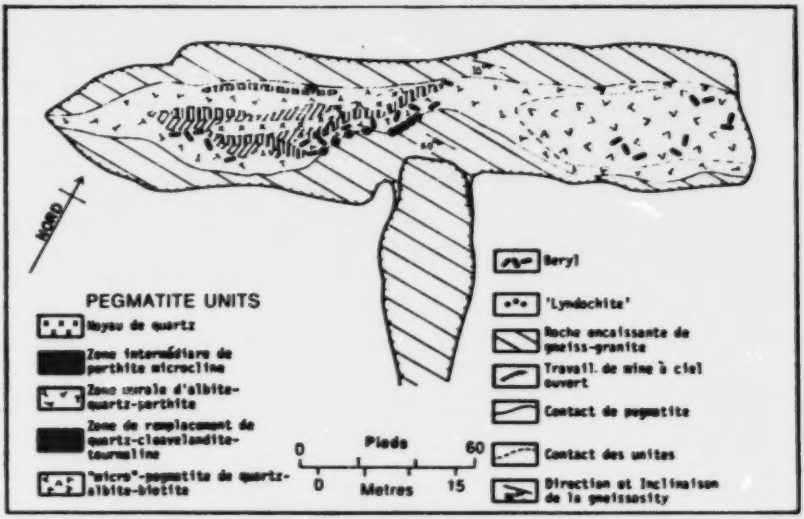


FIGURE 11: Carte géologique de la pegmatite beryl-lyndochite de Quadeville, canton de Lyndoch, Ontario (d'après Hewitt, 1954).

Pegmatite à béryl et lyndochite de Quadeville (Endroit 3, figure 10)

Le minéral lyndochite a été décrit pour la première fois à partir d'une pegmatite granitique qui fut exploitée sur une petite échelle commerciale pour le béryl dans le canton de Lyndoch, Ontario. Le dyke fut ouvert en 1926, mais la plupart des travaux de développement ont été exécutés de 1935 à 1949. La propriété est maintenant propriété privée de Wal-Gem Mines and Minerals, Quadeville. On arrive au gisement par une courte route d'accès qui quitte la route de Quadeville à un point situé à 1,2 mille (2 km) au nord de Quadeville.

La géologie du gisement est décrite par Hewitt (1954) et Rose (1960). Le dyke de pegmatite est orienté N-56°E et a un pendage d'environ 15°20° NO; il coupe nettement une bande de gneiss à hornblende et biotite et de granit gneissique. Il est sinueux et de largeur irrégulière, sa texture et sa composition varient et il inclut par endroits des fragments ou des xénolithes de la roche environnante. Le dyke a été exposé dans une excavation dont les dimensions approximatives sont 250 pieds (76 m) de longueur et 50 pieds (15 m) de largeur et 6 à

35 pieds (2 à 11 m) de profondeur. Un plan actuel des travaux est montré sur la figure 11. Un amincissement au centre du dyke le divise en deux parties, une partie ouest qui est zonée et à gros grains et une partie est généralement non différenciée et à grains relativement fins. La partie zonée a un noyau de quartz, une zone intermédiaire à microcline-perthite et une zone de mur à albite, quartz· microcline-perthite à grains variant de moyens à gros. Elles sont recoupées par des zones tardives de quartz, tourmaline et cleavelandite. La partie est est essentiellement une micropegmatite composée d'albite rose, de microcline, de quartz et biotite, enveloppant une nappe épaisse de 4 pieds (1,2 m) et consistant en une zone d'albite à gros grains, de quartz et de microcline-perthite.

La lyndochite fut rapportée la première fois de ce dyke par Miller (1898) comme un colombate inconnu, et fut décrite plus tard et identifiée par Ellsworth (1927). Ellsworth a reconnu qu'elle avait une ressemblance morphologique à euxénite, mais il a cru que les différences de composition étaient suffisantes pour lui justifier une appellation distincte, la lyndochite ayant un contenu relativement peu élevé en uranium et élevé en niobium, calcium et thorium. Sa composition comme espèce distincte apparait encore incertaine. Des analyses du minéral type sont rapportés par Ellsworth (*op. cit.*) et Butler (1957). Butler a trouvé que la lyndochite ressemble chimiquement à l'aeschynite plutôt qu'aux membres du groupe euxénite-polycrase et, Horne et Butler (1965) ont reconnu qu'une lyndochite du Kenya donnait des patrons de diffraction aux rayons-X semblables après traitement à la chaleur, et distincts des patrons obtenus de tout autre minéral métamicte. Fleischer (1966) essaie de classer le minéral comme une aeschynite de thorium et de néodymine.

La lyndochite de Quadeville existe sous forme d'épais cristaux prismatiques atteignant environ 2 pouces (5 cm) de longueur et généralement associés à de la magnétite et de l'allanite. Le minéral est terne sur les faces extérieures, mais noir brillant en surface fraîche, et il a une cassure concoïdale. Le béryl est bleu pâle et il existe en cristaux de 1 à 4 pouces (2,5 - 10,2 cm) de diamètre, bien que des cristaux atteignant pouces (20 cm) de diamètre et 3 pieds (0,9 m) de longueur aient été rapportés. Les cristaux entiers sont rares. Bien que rares, quelques aquamarines semi-précieuses ont été recueillies. La magnétite existe comme cristaux et petites masses dans la pegmatite et comme petits métacristaux dans le gneiss à biotite.

Ces métacristaux sont remarqués par leurs auréoles sans biotite de couleur pâle. La colombite existe sous forme de masses minces et plates, généralement en forme de disques avec des marques concentriques sur les clivages ou les séparations des feldspaths. Les autres minéraux accessoires qui ont été raportés sont la tourmaline, le grenat, la cyrtolite, l'allanite, la fluorine, l'apatite, la monazite et la stüverite. Les feldspaths intéressants sont l'amazonite, la cleavelandite et la péristérite, cette dernière fournissant d'excellents jeu de couleurs.

Gisements de corindon de Rosenthal (Endroit 4, figure 10)

Du corindon a été exploité sur une petite échelle de plusieurs gisements dans le voisinage de Rosenthal, près de la limite des cantons de Brudenel, de Radcliffe et de Raglan, à 7 milles (12 km) dû est de Combermere, Ontario. Dans cette région, les roches porteuses de corindon et de néphéline forment une partie d'une masse en forme de feuillet de gneiss qui sont interstratifiés avec une variété de gneiss syénitisés et granitisés et de marbre. La structure de l'ensemble est presque horizontale mais, à cause de petits plis ondulants qui lui sont superposés, la zone favorable montre cinq répétitions d'affleurement sur une distance transversale d'environ 6000 pieds (1800 m).

Les roches à corindon et néphéline et leurs relations structurales sont bien montrées dans les champs de la partie sud de la ferme Gutz, juste à l'est de la route Brudenell-Rockingham et au nord de l'intersection avec la route de Concession IV-V de Brudenell, environ ½ mille (800 m.) au nord de l'intersection vers Rosenthal. Ici le feuillet de gneiss alcalins forme un léger synclinal à pendage sud-ouest avec un noyau de gneiss foncés et plus ou moins syénitisés. Sur la pente qui se trouve immédiatement au sud de la grange Gutz, les gneiss riches en néphéline sont bien sur le flanc ouest. Ils contiennent des cristaux allongés et coniques de corindon brun atteignant 8 pouces (20 cm.) de longueur et montrant un clivage bronzé sur le plan de base. Plus au sud en suivant la direction de la gneissosité, les gneiss riches en néphéline sont envahis par des pegmatites granitiques et altérés en masses de roches riches en feldspath contenant des cristaux agglomérés de corindon dont la couleur varie de gris à brun, comme ils apparaissent dans la petite excavation à ciel ouvert.

Immédiatement au sud de la route de la ligne de concession et dans l'auge du synclinal, une autre petite excavation expose plus de roches à corindon riches en feldspath qui sont coupées

par des pegmatites granitiques, dont quelques-unes contiennent de l'allanite.

Références choisies: 4, 10, 23, 27, 55, 67.

Mine de corindon Craigmont (Endroit 5, figure 10)

Du corindon fut exploité dans plusieurs mines sur le flanc sud de la montagne Craig dans le canton de Raglan, à environ 4,5 milles (7 km) au sud de Combermere, Ontario. Cette mine fut probablement la plus grande source du monde en corindon granulé; elle a produit 20 000 tonnes de 1900 à 1913. Une autre quantité de 2000 tonnes fut récupérée en retraitant les stériles au milieu des années 1940. Une ville de plus de 2000 habitants était établie sur la plaine de sable adjacente pendant la principale période des opérations, bien qu'il n'en reste aujourd'hui que très peu de vestiges.

Des travaux de surface s'étendent sur une distance transversale de plus d'un mille (1,6 km) sur la pente sud de la montagne (figure 12). Les principaux travaux, près de l'extrémité est, consistent en 20 puits à ciel ouvert qui s'échelonnent de la base au sommet sur une distance verticale d'environ 500 pieds (150 m). Une galerie fut creusé pour explorer l'escarpement à la base de la pente. Dix puits à ciel ouvert, connus comme les coupes du Klondike, sont relativement haut sur la partie ouest de la pente.

La zone de corindon, qui a la forme d'un feuillet de plus de 200 pieds (60 m) d'épaisseur, consiste en une série de gneiss alcalins interstratifiés et interdigités. Leur composition varie assez fortement: riches en néphéline, en scapolite, en plagioclase (oligoclase à andésine) et en microcline, plusieurs contiennent du corindon. La zone à corindon est susjacente à une série épaisse d'amphibolites granitisées, et sous-jacente à des amphibolites partiellement syénitisées ou granitisées, de plusieurs centaines de pieds (100 m) d'épaisseur au-dessus desquelles se trouve du marbre cristallin grossièrement grenu. Toutes ces roches ont été reliées au groupe de Grenville.

Elles ont un pendage modéré vers le sud et la pente reflète l'érosion différentielle du marbre susjacent. Les plis mineurs et les flexures superposées de la structure majeure qui a son pendage vers le sud, ont produit des ondulations dans la zone à corindon décrite plus haut. Ainsi, à quelques endroits, la zone favorable est tronquée par l'érosion actuelle de surface, mais partout ailleurs elle est encore enfouie profondément. Les travaux à ciel ouvert ont débuté sur les affleurements de roches contenant du corindon et ont été continués jusqu'aux

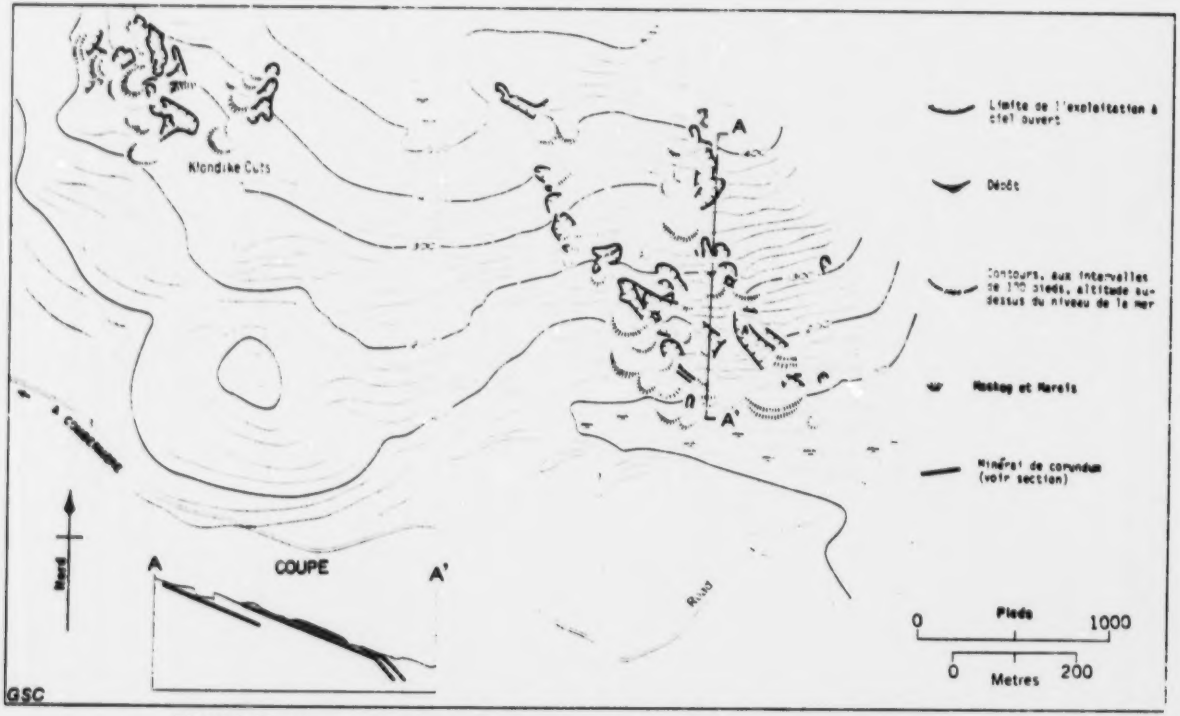


FIGURE 12: Plan et section de la mine de corindon Craigmont, canton Raglan, Ontario.

limites économiques d'exploitation; de telle sorte qu'on peut encore observer du corindon sur la plupart des faces exposées.

Les gneiss alcalins ont probablement été formés par la réaction des solutions hydrothermales riches en alcalis et en alumine sur les gneiss préexistants et par la suite furent eux-même attaqués et altérés pendant la granitisation des gneiss sous-jacents et, plus tard, par l'intrusion des pegmatites granitiques et syénitiques. Les gneiss riches en néphéline ont été localement transformés en masses de microcline grossièrement grenue accompagnée de cristaux de corindon bien cristallisés. Ce sont les "pegmatites syénitiques à corindon" des premiers auteurs et, ce fut aussi la principale source de corindon exploité. Les gneiss à néphéline n'affleurent pas dans les principaux travaux, mais ils sont bien exposés dans la galerie et les coupes de Klondike.

Dans l'ensemble du gisement, le corindon apparaît sous forme de grains irréguliers et de prismes hexagonaux agglomérés atteignant un pied (30 cm) de longueur. Dans les roches riches en néphéline, il existe sous forme de prismes allongés et pyramidaux, et généralement séparés de la néphéline par des salbandes étroites de feldspath sodique. La plupart du corindon est brun, mais quelques cristaux varient de presque incolores aux teintes de jaune transparent et de vert. Le zonage de couleur est commun. Tout le corindon exhibe des rhombohèdres bien développés et des séparations de base et la plupart des cristaux montrent un clivage bronzé sur leur plan de base. Presque tous les cristaux et grains de corindon ont des cercles d'altération de muscovite. Des cristaux bien formés de plusieurs autres minéraux ont été trouvés; ce sont: la microcline, le plagioclase, la scapolite, la biotite, la muscovite (incluant des cristaux courbés et zonés), le quartz, la calcite, l'apatite, la magnétite, la titanite, la tourmaline, le grenat, l'allanite et la chabazite. D'autres minéraux qui ont été collectionnés incluent la zoïsite, la molybdénite, l'hématite, la pyrite, l'ankérite, la hornblende, l'augite à aegirine, l'épidote, la chlorite, l'anhydrite, le gypse et la natrolite. La gieseckite et l'hydronéphélite sont des produits d'altération très répandus.
Références choisies: 1, 2, 4, 8, 10, 23, 27, 55, 56, 67.

Carrière de feldspath Gole (Endroit 6, figure 10)

La carrière Gole a été exploitée pour le feldspath de 1941 à 1944 par J. G. Gole et plus tard par D. L. Ross and Company et a produit une quantité totale d'environ 10000 tonnes. Plusieurs milliers de tonnes de quartz furent aussi récupérées.

De la fergusonite fut reconnue dans la carrière par L. Moyd en 1941, et des échantillons ont été distribués universellement depuis.

La carrière est ouverte dans une pegmatite sur la pente sud d'une basse colline dans le canton Murchison en Ontario, près de la ville Madawaska, ancienne jonction de chemin de fer et ville florissante à l'ère des locomotives à vapeur. On accède à la carrière par une route étroite de ¼ mille (0,4 km) de longueur qui joint une route secondaire à deux milles (3,2 km) de l'intersection de cette route secondaire avec la route principale vers Madawaska. La principale carrière présente une ouverture d'environ 500 pieds (150 m) de longueur, 30 pieds (9 m) de largeur et de 10 à 30 pieds (3 à 9 m) de profondeur. La moitié sud de cette ouverture est remplie de végétation et généralement inondée, aussi l'accès en est limité. Une plus petite ouverture d'environ 70 pieds (21 m) de longueur et de 15 pieds (4,5 m) de largeur existe au nord-ouest.

Le dyke de pegmatite a une orientation N30°E et recoupe le gneiss à biotite et hornblende. Ce dyke est à peu près vertical et mesure 30 à 40 pieds (9 à 12 m) de largeur. En se basant sur les ouvertures actuelles et les valeurs de minerai extrait, il semble que le dyke était une pegmatite zonée incluant un noyau de quartz, une zone de cristaux très gros de quartz et de feldspath et une zone de mur à prédominance de plagioclase avec des ségrégations de biotite et de minéraux radioactifs accessoires. Des formes de cristaux de feldspath atteignant 20 pieds (6 m) de longueur ont été observés par Satterly (1945). On rapporte qu'un seul cristal a fourni 300 tonnes de feldspath.

De la fergusonite, associée à de la cyrtolite, apparaît en masses radiales de biotite exposées sur la face nord-ouest de la principale excavation; elles sont normalement encastrées dans le quartz ou le feldspath qui est interlité avec les feuillets de biotite. La fergusonite typique apparaît comme des cristaux noir brunâtre ayant des dipyramides tétragonales longues et effilées et des terminaisons pinacoïdales prononcées. Ils atteignent 3 pouces (7,5 cm) de longueur et ¾ pouce (2 cm) de largeur. Les minéraux accessoires sont l'allanite, la magnétite et l'uraninite. Des cristaux d'allanite et des formes atteignant 2 pieds (0,6 m) de longueur et 6 pouces (15 cm) d'épaisseur peuvent être vus sur le mur de la carrière. De la péristérite rose et de la pierre de soleil rose grisâtre propre à fabriquer des joyaux ont été observées par Sabina (1971).

Bancroft est situé à l'intersection des anciennes routes de colonisation de Hastings, de Monck et du Mississipi. Le village fut érigé en 1853 et, à cause de sa position stratégique, il fut pendant une longue période un important centre pour l'industrie forestière. La région de Bancroft a eu une renommée mondiale pour sa grande variété de minéraux, pour ses gisements d'uranium uniques et pour ses roches riches en néphéline. Ils ont été étudiés par une succession d'auteurs dont Adams, Barlow, Ellsworth, Gittins, Hewitt, Satterly, Tilley et beaucoup d'autres; il n'y a aucun doute qu'elle va continuer à attirer l'attention des minéralogistes et des pétrologues. C'est au cours des années 1950 et dans la région de Bancroft que les gisements d'uranium du groupe pegmatitique ont été pour la première fois développés sur une base commerciale.

Aujourd'hui, le village est un centre important en plus d'être un centre touristique. Une exposition de minéraux, le "Bancroft Gemboree", y est tenue chaque année et attire plusieurs milliers de collectionneurs.

Mine de sodalite Princess (Endroit 1, figure 13)

La mine Princess est une mine à ciel ouvert qui a été exploitée par l'intermittence sur une basse échelle depuis 1906 pour la sodalite bleue utilisée en architecture et par les joailliers. Les travaux sont effectués sur une petite colline immédiatement au nord de East Road, dans le canton Dungannon à environ 2,5 milles (4 km) au nord-est de Bancroft.

Ce gisement et plusieurs autres endroits minéralisés bien connus se trouvent à l'intérieur d'une série de gneiss alcalins qui s'échelonne sur une distance d'approximativement 4 milles (6,5 km) à l'est de Bancroft. Ces roches, dont plusieurs sont riches en néphéline, sont interstratifiées avec des marbres et des paragneiss plus ou moins syénitisés et granitisés et sont reliées aux roches du groupe de Grenville. Elles ont un pendage vers le sud-est et elles peuvent représenter un synclinal renversé et plongeant vers le nord-est, avec des gneiss sans néphéline dans le noyau. Si cette interprétation de la structure est correcte, la mine Princess repose sous le flanc nord et les gisements de Cancrinite Hill et de Davis Hill sur le flanc sud du synclinal. De petits plis ont été superposés sur la structure générale.

Les principaux minéraux des gneiss riches en néphéline sont la néphéline, les feldspaths alcalins, la biotite, la magnétite et la calcite. Par endroits, ces gneiss ont été recristallisés

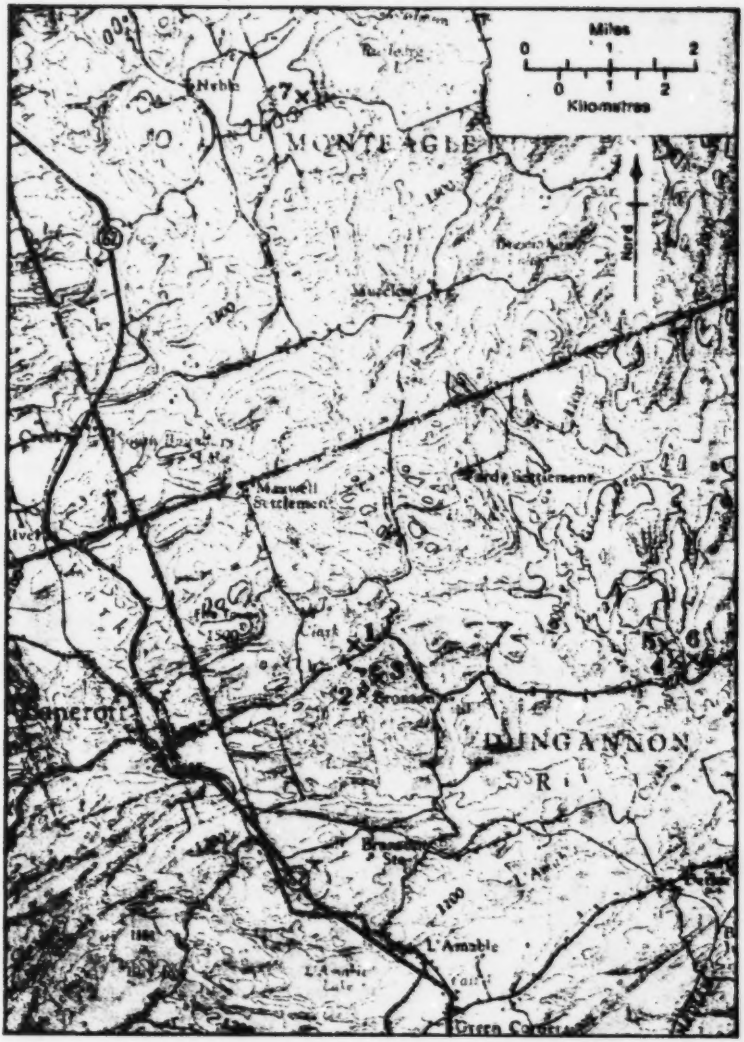


FIGURE 13: Gites minéraux, la région de Bancroft, Ontario:
1—mine de sodalite de Princess; 2—Colline de Cancrinite; 3—filons rocheux de néphéline de la colline Davis; 4—carrière de pegmatite néphéline de Goulding-Keene; 5—prospect de corundum de Egan Chute; 6—zone de tactite de la rivière York; 7—mine de feldspath de MacDonald.

en paquets de gros cristaux de nature pegmatitiques, mais avec peu ou pas de changement dans la composition. A la mine Princess et à une échelle moindre aux différents autres endroits dans la ceinture de roches à néphéline et corindon, quelques-uns des gneiss riches en néphéline et des paquets de pegmatite ont été remplacés par la sodalite, dont la forme varie de filaments et veinules étroites jusqu'aux masses presque pures atteignant 4 pieds (120 cm) de diamètre. Les clivages individuels de la sodalite peuvent atteindre 4 pouces (10 cm) de largeur. Les minéraux associés aux masses riches en sodalite sont la néphéline, les feldspaths alcalins, la biotite, la magnétite, la calcite, la pyrite et la pyrrhotine. Quelques-unes des zones à sodalite apparaissent reliées aux joints ou aux fractures. Il y a plusieurs dykes de composition granitique à syénitique dans la région; on en remarque quelques petits à l'intérieur des excavations. Ces intrusions peuvent avoir été responsables de la circulation des solutions hydrothermales dans les systèmes de joints, convertissant ainsi la néphéline en sodalite. Des agglomérations radiales de natrolite existent le long des joints et représentent un stade d'altération plus récent et à plus basse température.

Les gneiss riches en néphéline ont été recoupés par plusieurs filons-dykes à noyaux de calcite qui sont tapissés de cristaux de néphéline, de feldspath alcalin, de biotite, de magnétite et d'apatite. Ces filons-dykes ressemblent à ceux de Davis Hill et ont probablement été formés antérieurement à la minéralisation en sodalite, puisque quelques cristaux de néphéline ont partiellement été remplacés par la sodalite.

Les roches de cette région ont été mylonitisées par des mouvements récents, et la mylonite riche en sodalite est particulièrement attrayante. Références choisies: 1, 2, 27, 29, 55, 83.

Colline Cancrinite (Endroit 2, figure 13)

Des opérations sporadiques à très petite échelle ont récupéré la cancrinite jaune orange et de la sodalite bleue comme échantillons types et des matériaux de joaillerie des affleurements situés à Cancrinite Hill dans le canton Dungannon. Cette venue existe sur la pente abrupte du côté ouest de la colline à ½ mille (800 m) au sud de la mine de sodalite Princess et environ 2,5 milles (4 km) à l'est nord-est de Bancroft. On atteint ces affleurements en empruntant des sentiers reliés à la East Road.

La colline est constituée de gneiss à néphéline qui forment le flanc sud d'un supposé synclinal renversé et plongeant vers

le nord-est. Par endroits, des paquets de pegmatite se sont développés par la recristallisation des gneiss. Il y a aussi quelques filons-dykes à noyau de calcite.

A plusieurs places, la néphéline des gneiss, les paquets de pegmatite et les veines ont été partiellement remplacés par la cancrinite et la sodalite. Quelquefois, la cancrinite et la sodalite ont pris la place des feldspaths aussi bien que de la néphéline des gneiss, mais la biotite et la magnétite sont demeurées inaffectées et indiquent encore la schistosité originale des gneiss. Les autres minéraux qui existent dans les zones de cancrinite et de sodalite sont la tourmaline, la molybdénite, le zircon et la monazite.

Plusieurs dykes de composition granitique à syénitique traversent les gneiss alcalins. Un dyke de syénite à pendage faible et mesurant environ 10 pieds (3 m) d'épaisseur est sous-jacent à ce gisement; il peut avoir été la source des solutions hydrothermales qui, en réagissant avec les roches riches en néphéline, ont formé la cancrinite et la sodalite.
Références choisies: 1, 27, 29, 55, 83.

Filons-dykes de néphéline de Davis Hill (Endroit 3, figure 13)

Des cristaux de néphéline et de biotite de grandes dimensions et de belles formes existent dans une vieille zone de mica dans un épaulement de Davis Hill qui se trouve immédiatement au nord de Cancrinite Hill. Cette occurrence est située à environ 2000 pieds (600 m) au sud-est de la mine de sodalite Princess et elle aussi, dans le canton Dungannon. Elle se trouve à environ 2,5 milles (4 km) à l'est nord-est de Bancroft, et elle est accessiblbe au moyen de sentiers qui partent de la East Road. Au début des années 1900, on a fait du décapage et des tranchées pour essayer sans succès d'y extraire du mica. En 1966, la Musée National du Canada a effectué des travaux restreints de minage pour y recueillir des échantillons de minéraux.

Les gneiss riches en néphéline de Cancrinite Hill se prolongent jusqu'à Davis Hill où des forages au diamant ont montré une teneur d'environ 24 pour cent d'alumine, i.e. environ 50% de néphéline. Bien que les gneiss de Davis Hill forment une partie du flanc sud d'un supposé synclinal qui plonge vers le nord-ouest, ils sont orientés vers le nord à cause d'un petit pli qui surplombe la structure générale. Un système de joints bien dévelopés et orientés vers l'est recoupe la structure gneissique (figure 14).

Des filons-dykes à noyau de calcite tapissés de cristaux bien formés de néphéline, de biotite et d'antiperthite se sont introduits le long de quelques joints de tension. Les veines varient de moins de 1 pied (30 cm) à plus de 100 pieds (130 cm) de longueur et, d'une fraction de pouce (moins de 1 cm) à plus de 3 pieds (1 m) d'épaisseur.

Des amincissements et des gonflements sont fréquents et plusieurs masses ressemblent à des gousses. La plupart des veines ont un pendage variant de modéré à abrupt vers le nord. Quelques-unes sont moins inclinées et peuvent être courbées en plan et en section, en recoupant d'autres veines ou en s'associant avec elles. Les zones de brèches dans les gneiss contiennent des poches de matériaux de veines semblables. Les principaux minéraux des filons-dykes sont les mêmes que ceux des gneiss environnants, i.e. la néphéline, les feldspaths alcalins, la biotite ferrugineuse et la calcite. La néphéline existe sous forme de cristaux équidimensionnels, translucides et gris pâle atteignant 2 pieds (60 cm.) de longueur. Ils montrent différents degrés de développement de prisme hexagonal, de dipyramide et de la base. La biotite (lépidomélane) existe comme des splendides cristaux noirs, de forme prismatique à pyramidale et atteignant 2 pieds (60 cm.) de longueur. L'antiperthite apparaît comme cristaux translucides, de couleur grise à beige, de forme pyramidale et atteignant 4 pouces (10 cm) de longueur. La calcite des noyaux est grossièrement cristalline et montre des séparations de rhombohèdres produites sous pression. Les constituants mineurs des veines incluent des cristaux d'apatite, de tourmaline et de zircon, et des masses irrégulières de magnétite, de pyrite et de pyrrhotine.

La structure et la composition des veines et leurs contacts gradationnels suggèrent que ces veines ont été formées à partir des minéraux des murs qui ont été recristallisés sous l'influence des solutions hydrothermales.

Les gneiss à néphéline de la région ont été injectés par plusieurs dykes à composition variant de granitique à syénitique; quelques-uns même affleurent immédiatement au nord des grattages. L'intrusion de ces masses peut avoir été reliés à la dilatation des systèmes de joints. Les intrusions peuvent en avoir elles-mêmes été les sources, ou du moins avoir provoqué l'énergie nécessaire à la circulation des solutions hydrothermales qui ont réagi avec les gneiss encaissants pour produire les veines et, aussi avec les baisses de température, quelques-uns des derniers produits d'altération.

Dans les gneiss et dans les veines, la sodalite et la cancrinite existent comme des produits d'altération formés à des tempé-

(b) Coupe idéalisée d'une veine montrant un développement typique de néphéline (n), biotite (b), amphibolite (a), calcite (c).

(a) Plan de l'affleurement dénudé montrant des veine-dykes dans du gneiss néphéline

FIGURE 14: Filons-dykes à néphéline, Davis Hill, Bancroft, Ontario.

ratures plutôt élevées. Plusieurs des cristaux de néphéline ont été partiellement remplacés par la sodalite. La natrolite, l'hydronéphélite et la vermiculite sont des produits d'altération communs aux basses températures.

Quelques veines ont été affectées par les tensions régionales qui ont occasionné le fluage de la calcite, la courbure et le glissement des plans de clivage de la biotite et les cassures des cristaux de néphéline.

En surface, presque toute la calcite a été dissoute, abandonnant ainsi des fissures qui sont remplies de blocs, de sable, d'argile, de sol et d'humus, permettant aux arbres et aux arbustes de bien pousser. Références choisies: 55, 83.

Carrière de pegmatite à néphéline Goulding-Keene (Endroit 4, figure 13)

La carrière Goulding-Keene représente l'une des tentatives infructueuses des dernières années de 1930 pour produire des concentrés de syénite à néphéline pour la céramique à partir des pegmatites à néphéline.

La carrière est située sur la berge ouest de York River, environ ¼ mille (400 m) au nord du pont sur la East Road; elle est accessible par un embranchement de la East Road. Elle se trouve dans le canton Dungannon, Ontario, et à environ 6 milles (10 km) à l'est de Bancroft.

La carrière est située près de l'extrémité sud de la série des gneiss alcalins de York River qui ont une pendage vers le sud et qui font partie d'une bande étroite qui a été tracée vers le nord sur une distance d'environ 6 milles (10 km). Ils sont tronqués au sud par une faille majeure. Ces gneiss alcalins ont une très grande variété de composition, variant des membres riches en néphéline dans la partie supérieure, passant aux membres riches en pyroxène et amphibole dans la partie centrale, jusqu'aux membres riches en feldspath et biotite avec une peu de corindon près de la base. Une zone riche en néphéline (avec un peu de grenat et d'hastingsite) de 60 pieds (18 m.) d'épaisseur donne une moyenne de plus de 30 pour cent d'alumine, donc plus de 80 pour cent de néphéline. Les gneiss riches en néphéline sont bien exposés immédiatement au sud de la carrière; et la proportion de néphéline est facilement discernable sur les surfaces altérées. Dans cette région, la série des gneiss alcalins a une épaisseur d'environ 500 pieds (150 m) et on la trouve encaissée par des marbres; quelques petits lits de marbre sont aussi intercalés dans les gneiss. Les gneiss alcalins passent graduellement au métasédiments cal-

caires sous-jacents et la série en elle-même peut représenter les différents types de sédiments calcaires qui ont été néphélinisés. Les gneiss à pyroxène (ferrosalite) et les gneiss à amphibole (hastingsite) ont été interprétés comme des skarns néphélinisés.

Dans la fraction supérieure de la série, de nombreuses masses ressemblant à des pegmatites à gros cristaux se sont développées lors de la recristallisation des gneiss à néphéline; quelques-unes d'entre elles semblent avoir été localisées le long des crêtes des plis d'entraînement. Les principaux éléments qui constituent les masses de pegmatite sont à peu près les mêmes que ceux des gneiss apparentés et adjacents: la néphéline, oligoclase à albite et la calcite; mais le minéral foncé qu'on y rencontre est presque partout la biotite (lépidomélane). Le passage des gneiss à néphéline, plagioclase et biotite aux roches massives et grossièrement cristallines de même composition minéralogique est bien en évidence sur l'affleurement qui se trouve juste au-dessus de la face ouest de la carrière.

Les cristaux individuels de néphéline et de plagioclase peuvent dépasser 6 pieds (2 m), et les cristaux de biotite, 1 pied (30 cm) de diamètre. Des grands cristaux de ces minéraux sont bien exposés sur les murs de la carrière. La plupart des plagioclases exhibent un jeu délicat de couleur. Les minéraux accessoires visibles à la carrière sont: la cyrtolite, l'apatite, le graphite, la sodalite, la cancrinite, la natrolite, l'hydronéphélite et la geiseckite. Dans quelques-unes des autres masses pegmatitiques de cette bande, on trouve aussi la tourmaline, la muscovite, l'uranothorianite, l'allanite, la pyrite, la pyrrhotine, la molybdénite et la galène.
Références choisies: 1, 2, 22, 27, 29, 55, 83.

Prospect de corindon de Egan Chute (Endroit 5, figure 13)

Egan Chute est une chute dans la York River située à une distance d'environ 1500 pieds (450 m) au nord de la carrière Goulding-Keene; on peut l'atteindre par un sentier qui part de la carrière et qui longe la rive ouest de la rivière. On a fait un peu d'exploration et quelques travaux intensifs pour recueillir des échantillons de minéraux dans la zone de roches à corindon; cette zone est visible dans le sentier à environ 600 pieds (180 m) au sud de la chute.

Egan Chute marque la base de la série des gneiss alcalins de York River. Entre la zone de roches à corindon et la chute, les gneiss alcalins passent graduellement, en descendant per-

pendiculairement à la direction de la série, aux métasédiments calcaires. Durant les périodes des eaux basses, ce passage est exposé en un affleurement continu.

La venue de corindon est une masse de forme tabulaire, à pendage vers l'est et de 5 pieds (1,5 m) d'épaisseur, de gneiss à plagioclase, néphéline, corindon, muscovite et biotite. On peut la suivre vers le sud sur une distance d'au moins 200 pieds (60 m), mais vers le nord près de la rivière elle semble se terminer.

Un échantillon massif prélevé près du sentier contenait 14 pour cent de corindon, mais le contenu en corindon de la plupart des affleurements semble être inférieur de façon appréciable. Le corindon apparaît comme des cristaux hexagonaux et de forme pyramidale; ils sont translucides, quelque peu laiteux et de couleur variant de gris à bleu pâle (rarement bleu foncé). Tous montrent le clivage basal et rhombohédral. La plupart du corindon est bordé de muscovite et quelques agrégats granulaires de muscovite peuvent représenter du corindon qui a été complètement remplacé. De la galène est finement disséminée dans la roche et la majorité de la néphéline a été altérée en hydronéphélite.

Les gneiss calcaires exposés dans la chute et adjacents aux escarpements montrent des structures du fluage fortement développées. Un "oeil" de grande dimension et exposé dans la chute consiste principalement en diopside et en scapolite, avec des poches de calcite tapissées de cristaux à projection interne de diopside, de scapolite, d'actinolite et de feldspath. Les roches de l'escarpement cisaillé de la rive est sont complètement déformées par des plis d'entraînement.

Références choisies: 1, 4, 27, 29, 55, 83.

Zone de tactite de York River (Endroit 6, figure 13)

Des échantillons de minéraux ont été recueillis de façon intensive dans la falaise de la rive est de York River qui est directement opposée à la Carrière Goulding-Keene. On atteint cette occurrence à partir de la East Road en suivant une route de camionnage le long de la rive est de la rivière.

Une suite métamorphique de moyenne à haute température a été développée dans les marbres dolomitiques sus-jacents à la série des gneiss alcalins de York River. Les produits de la réaction varient d'agrégats durs et granulaires jusqu'aux cristaux euhédraux isolés. Des cristaux des minéraux suivants furent recueillis: essonite, diopside, vésuvianite, zircon, spinel, olivine et chlorite. Les autres minéraux incluent la cancrinite

sous forme de masses clivées incolores, la calcite bleue, la brucite et quelques-uns de ses produits d'altération finement grenus.

Cette suite très variée de minéraux métamorphiques réfléchit l'histoire complexe de cette venue; elle aurait apparemment subi la suite des événements suivants:

1—Métamorphisme régional des calcaires dolomitiques impurs.
2—Métamorphisme de contact à l'emplacement de la grande masse de métagabbro qui affleure juste à l'est.
3—Infusion de solutions hydrothermales alcalines et alumineuses pendant la néphélinisation de la série de York River sous-jacente.
4—Infusion de solutions hydrothermales quelque peu filtrées par le passage dans la série des gneiss alcalins sur le site de la masse granitique qui affleure à faible distance du côté ouest (un dyke étroit de pegmatite granitique coupe un lit d'amphibolite foncée au pied de la falaise).

Finalement, les marbres et leurs produits de réaction ont été formés par le fluage et la mylonisation.
Références choisies: 1, 29.

Mine de feldspath MacDonald (Endroit 7, figure 13)

La mine MacDonald fut le plus grand producteur de feldspath du district de Bancroft. La mine est située sur la pente sud-est d'une colline recouverte de moraine dans le canton Monteagle, Ontario et se trouve à 4 milles (6,4 km) par la route est à partir de la route no 62, à un point tournant situé à 6,2 milles (10 km) au nord de Bancroft. Les principaux travaux qui seront visités sont montrés à la figure 15. Du côté ouest, il y a trois petites ouvertures. La mine, louée d'un certain Peter MacDonald, fut ouverte en 1919 par la Pennsylvania Feldspar Company et fut en opération sous plusieurs propriétaires jusqu'en 1935, produisant ainsi 35 000 tonnes de feldspath. C'est vers le milieu des années 1950 que la mine fut explorée comme source de minéraux radioactifs. Les travaux ont consisté en creusement de tunnels et de travers-bancs dans la mine principale.

Le principal dyke est orienté est-ouest et a un pendage de 60°-70°N et recoupe un assemblage complexe de paragneiss, d'amphibolite, de marbres silicifiés et de gneiss granitiques et syénitiques. Le dyke a grossièrement la forme d'une lentille qui atteint 70 pieds (21 m) de largeur dans sa partie centrale. Il disparaît vers l'ouest. Au début, le dyke a été exploité à ciel

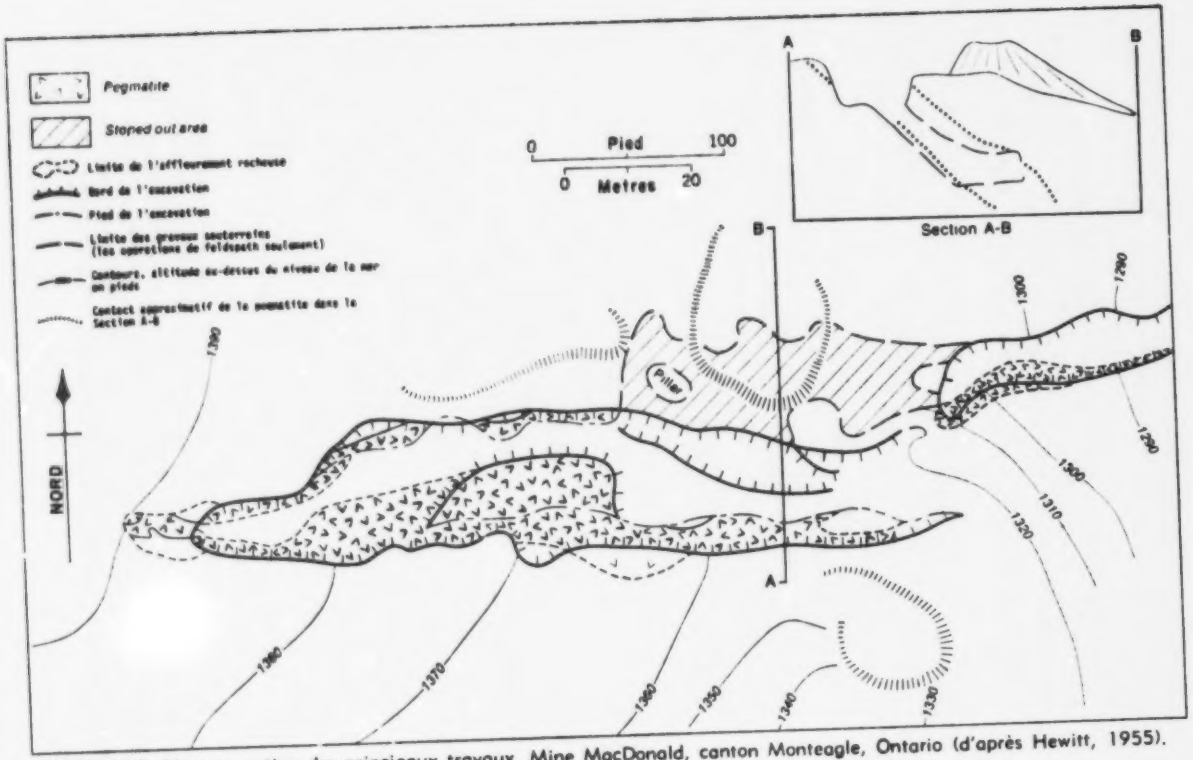


FIGURE 15: Plan et section des principaux travaux, Mine MacDonald, canton Monteagle, Ontario (d'après Hewitt, 1955).

ouvert et les gradins suivaient la direction le long de la pente de la colline; plus tard, ce fut par tunnels et chambres d'abattage à un niveau inférieur. L'ouverture de la carrière mesure approximativement 550 pieds (168 m) de longueur, 70 pieds (21 m) de largeur et 120 pieds (37 m) de profondeur. L'abattage en remontant le pendage à partir du niveau inférieur a créé une grande chambre d'abattage reliant les deux niveaux et dans laquelle une section verticale du dyke a été bien exposée.

Les descriptions de la mine ont été faites par Ellsworth (1932), Hewitt (1955) et Satterly (1957) et ce qui suit est un résumé de leurs travaux. Le principal dyke est une pegmatite zonée qui est constituée d'un noyau central de quartz massif, d'une zone intermédiaire constituée de quartz en gros cristaux et de perthite à microcline, d'une zone de mur consistant surtout en une pegmatite à grains moyens d'albite, de microcline et de quartz; et d'une zone de bordure de granit graphique à grains fins. La cristallisation consiste surtout en grandes masses de quartz de 30 pieds (9 m) de section et en cristaux de feldspath atteignant 15 pieds (5 m) de longueur. Ellsworth rapporte des cristaux de pyroxène et d'allanite qui atteignent une dimension de 1 pied (30 cm) ou plus. De grands cristaux de feldspath et d'allanite peuvent être observés dans la chambre d'abattage ouverte. De la calcite à gros grains et de couleur blanche à saumon a été aperçue à quelques endroits et mélangée au quartz en masses atteignant un poids de 100 tonnes. Ellsworth a interprété la calcite comme étant "autant un constituant primaire dans le dyke que le quartz et le feldspath".

La mine MacDonald est mieux connue pour ses minéraux radioactifs, notamment l'ellsworthite et la cyrtolite. L'ellsworthite, nommée ainsi en l'honneur de H. V. Ellsworth du Geological Survey of Canada, est un oxyde de niobium et de tantale qui contient U_3O_8 (jusqu'à 19,2 pour cent) et H_2O (jusqu'à 12,8 pour cent). Deux analyses complètes sont données par Ellsworth (op. cit.) et trois analyses partielles par Hogarth (1959). Le minéral est généralement énuméré comme un pyrochlore uranien, mais Hogarth (1959) le considère comme une variété de bétafite à cause de son fort pourcentage d'uranium (>15%). Le minéral type apparaît généralement en masses jaunes et de couleur passant de brun à noir dans de la calcite saumon. Il est brillant et nonclivé. La cyrtolite, une variété de zircon riche en hafnium, existe en cristaux individuels ou en agrégats de cristaux à faces courbées. L'uranothorite (46,33 pour cent ThO_2, 17,26 pour cent U_3O_8) est rapportée

par Ellsworth comme des prismes carrés, noirs et allongés atteignant ½ pouce (1,3 cm) en section et son identification à la mine a été la première à être rapportée au Canada. Les films blancs et jaune brun enveloppant les cristaux d'uranothorite ont été appelés alpha-hyblite et beta-hyblite respectivement par Ellsworth qui les a reconnus comme des sulpho-silicates basiques surtout de thorium. Un travail récent sur le matériel type indique que le matériel blanc serait de l'anglésite et que le matériel brun jaune serait probablement de la thorogummite. D'autres minéraux reconnus dans le dyke incluent la scapolite, la pyrrhotine, la fluorine pourpre foncé, la pyrite, le zircon, la magnétite, l'ilménite et un peu de chalcopyrite et de galène. L'allanite, l'ellsworthite et la cyrtolite remontent toutes aux fractures radiales du quartz et du feldspath encaissant, ce qui peut être vérifié dans les murs et le fond de la chambre d'abattage ouverte.

RÉGION DE WILBERFORCE

Le village de Wilberforce est situé à 18 milles (29 km.) à l'ouest de Bancroft et constitue le centre d'une communauté touristique florissante. La région de Wilberforce est remarquable par le nombre de sites minéralisés, on y trouve des occurrences de minéraux radioactifs la première remontant à 1922 par la découverte de la propriété Fission (Richardson). Cette propriété et deux autres occurrences de minéraux radioactifs seront visitées au cours de l'excursion.

Mine de mica et de bétafite de Silver Crater (Basin) (Endroit 1, figure 16)

La mine Silver Crater est située dans le canton Faraday, Ontario, à 8 milles (13 km) au sud sud-ouest de Bancroft. On y accède en empruntant une route d'accès de 1¼ mille (2 km) qui se dirige vers le nord à partir de la Monck Road à un point situé à environ 2 milles (3 km) au nord-est de la ville de Cardiff. Entre les années 1927 et 1951 des feuilles de biotite et du mica en fragments y ont été exploités par intermittance d'un gros filon-dyke de calcite. De 1953 à 1955, le filon-dyke a été exploré pour la bétafite.

La biotite a été extraite d'une ouverture à ciel ouvert percée sur la pente sud d'une colline. La partie inférieure de cette excavation est maintenant remplie d'eau. A l'origine, la bétafite fut découverte en cristaux isolés dans le sol résiduel dérivé de l'affleurement de la masse de calcite. Les travaux effectués pour explorer la bétafite comprennent le creusage de tran-

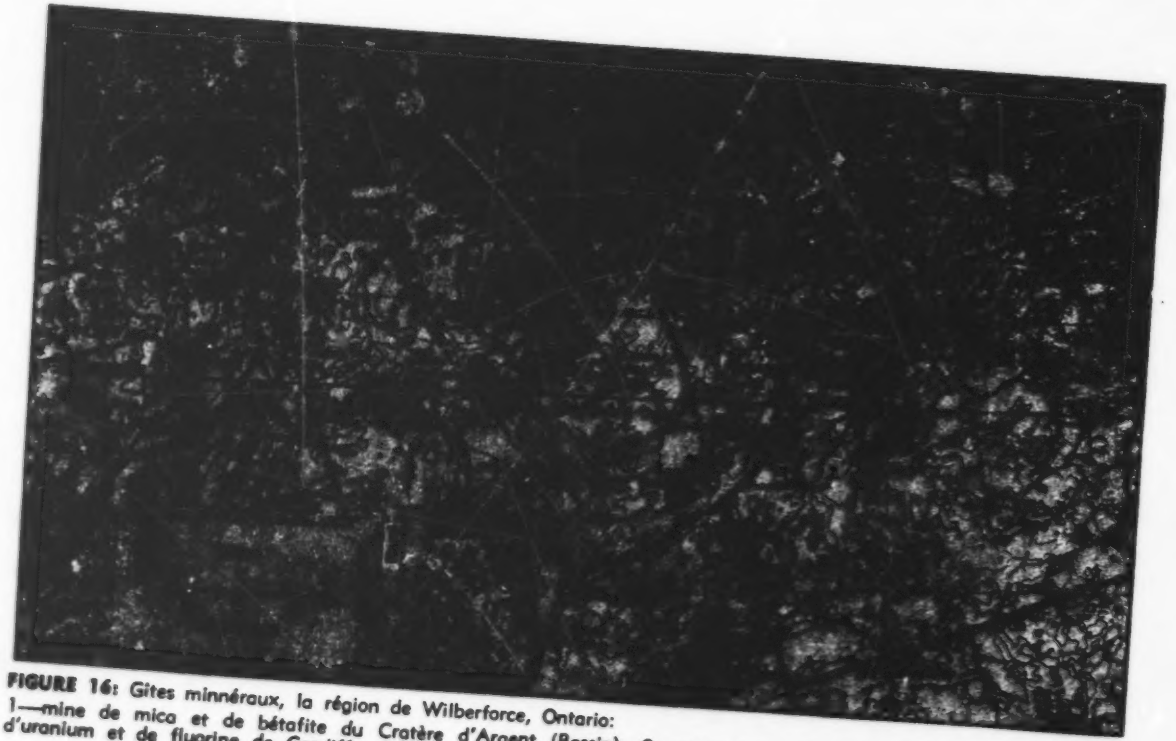


FIGURE 16: Gites minnéraux, la région de Wilberforce, Ontario:
1—mine de mica et de bétafite du Cratère d'Argent (Bassin); 2—mine fission (Richardson) d'uranium; 3—mine d'uranium et de fluorine de Cardiff; 4—occurrence d'amphibole d'Essonville.

chées, l'excavation et le décapage de roc sur un épaulement de la colline et plus de 5000 pieds (1500 m) de forage au diamant. Une galerie fut percé en direction nord dans le flanc de la colline, on y perça aussi une ramification de tunnels et de travers-bancs au niveau de la galerie et une remontée vers la région déblayée.

Les roches locales sont des amphibolites à biotite qui sont entourées de gneiss plus ou moins syénitisés et de gneiss à néphéline et d'autres gneiss alcalins (un prolongement vers l'ouest de la bande de Bancroft). Ces derniers reposent sur les gneiss granitisés et sont recouverts par le marbre. Le gisement se situe immédiatement à l'ouest de l'axe d'un synclinal qui plonge vers le sud.

La masse lenticulaire de calcite grossièrement grenue a au moins 400 pieds (120 m) de longueur et une moyenne d'environ 50 pieds (15 m) de largeur. Elle est orientée approximativement N15°W et elle a un pendage de 10° à 40° vers l'est. Elle est plus ou moins conforme à la schistosité de l'amphibolite encaissante, mais il existe une grande irrégularité et de l'interdigitation le long des contacts.

De grands cristaux se sont développés le long de la plupart des contacts, on y trouve aussi des cristaux de hornblende de 11 pieds (3,3 m) de longueur, des feuillets de biotite de 4 pieds (1,2 m) de diamètre et des cristaux d'albite de 1 pied (30 cm) de diamètre. A l'intérieur du noyau de calcite, il y a des cristaux euhèdres dispersés d'apatite verte de 2 pieds (60 cm) de longueur, des livrets de biotite de 6 pouces (15 cm) de diamètre, des cubo-octahèdres de bétafite de 3 pouces (7 cm) de diamètre, des zircons prismatiques de 1 pouce (2,5 cm) de longueur, des petits flocons de molybdénite et des masses irrégulières de pyrrhotine. Des quantités mineures de fluorine granulaire de couleur blanche à rose existent par endroits.

Des auréoles blanchies entourent les cristaux de bétafite dans la calcite de couleur chamois à rosâtre. Les cristaux de hornblende qu'on trouve le long des murs aussi bien que les cristaux d'apatite et de bétafite qui se trouvent à l'intérieur du noyau contiennent des boulettes isolées et arrondies de calcite; ce qui indique que les cristaux se sont formés postérieurement à cette dernière et qu'ils ont remplacé le matériel du noyau.

Par sa composition, sa structure, sa texture et ses relations avec les roches encaissantes, ce gisement se classe dans l'ordre général des filons-dykes et sa genèse est probablement sem-

blable à celle des autres gisements de la région.
Références choisies: 14, 26, 76.

Mine d'uranium Fission (Richardson) (Endroit 2, figure 16)

L'uraninite fut découverte dans les filons-dykes de calcite et de fluorine sur cette propriété en 1922. Par intervalles entre 1929 et 1955, plusieurs programmes intensifs d'exploration et de développement furent entrepris; ce fut d'abord pour le radium, ensuite pour l'uranium et la fluorine, mais il n'y a jamais eu de production. C'est vers les années 1930 que de l'eau de mine contenant du radon fut mise sur le marché à Toronto pour ses prétendus pouvoirs curatifs.

La propriété est située dans le canton Cardiff, Ontario, à environ 2 milles (3 km) au nord-est de Wilberforce. On atteint la première venue en empruntant une route gravelée conduisant vers l'est à partir de la route Wilberforce-Harcourt à un point situé à l'extrémité est du lac Lower Cardiff. En remontant la colline, environ ¼ mille (400 m) à l'est, il y a une route d'accès qui nous conduit vers le sud-ouest pour une distance de 0,8 mille (1300 m) et qui se termine à la mine.

Les travaux de surface incluent des tranchées et des grattages nombreux et dispersés sur une grande étendue de terrain (figure 17). Environ 15000 pieds (4600 m) de forage au diamant furent faits. Les travaux souterrains consistent en une galerie de 500 pieds (150 m) percé vers le sud-est dans le flanc de la colline et se terminant par un puits. Plusieurs galeries et remontées furent percées à partir de la galerie en travers-banc, et quelques chantiers d'abattage furent creusés pour alimenter un plan-pilote.

A cause de la configuration en forme de cheminée du puits et de la galerie, de la glace épaisse s'accumule au début de l'hiver et y demeure jusqu'au mois d'août.

Les roches locales sont des gneiss à biotite plus ou moins syénitisés et des amphibolites sus-jacents à une série épaisse de marbres partiellement silicifiés. Les gneiss altérés sont de plusieurs types, dont les gneiss riches en péristérite et les gneiss alcalins contenant du corindon. Le gisement principal est formé d'une série de filons-dykes rapprochés et subparallèles qui ont une direction N-O et un pendage S-O. Cette série de filons-dykes en échelon a été tracée sur une distance longitudinale de plus de 700 pieds (210 m). La plupart des filons-dykes sont plus ou moins conformes aux structures des gneiss encaissants, mais il y en a quelques-uns qui recoupent ces structures. Ces masses ont une forme, une épaisseur et une

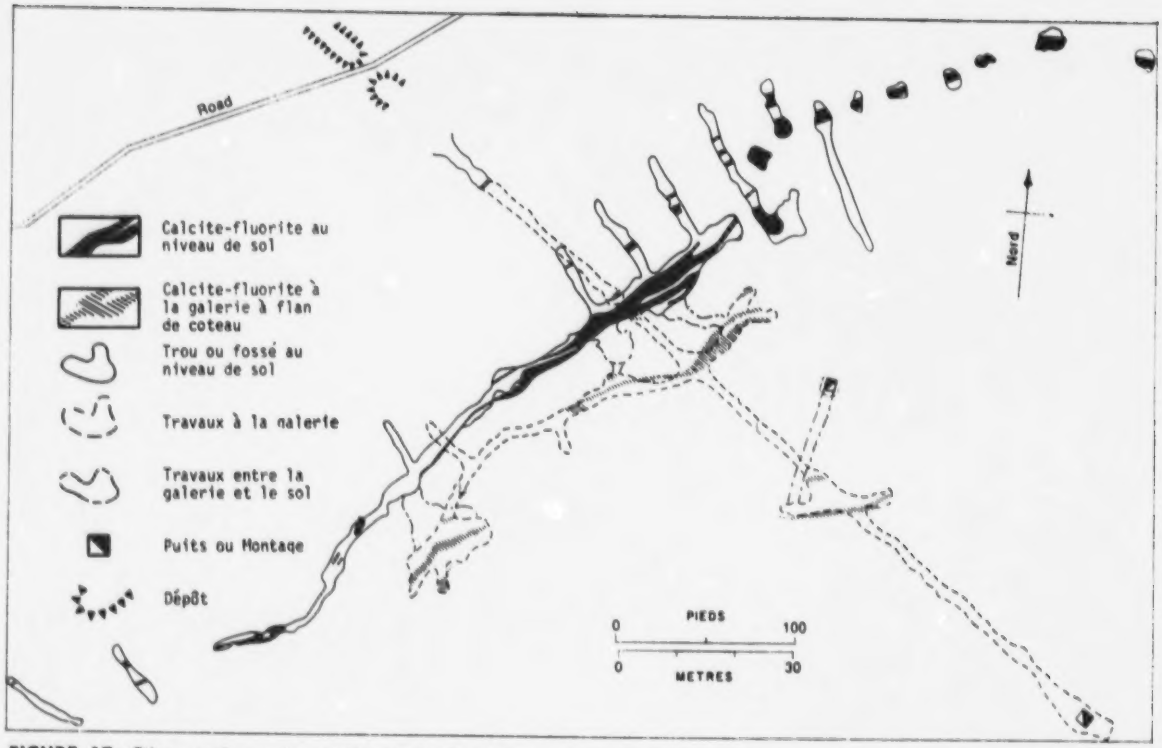


FIGURE 17: Filons rocheux de calcite et de fluorine, travaux de surface et souterrain, la mine Fission (Richardson), Wilberforce, Ontario.

étendue extrêmement irrégulières. Les bifurcations, les coalescences et les enfilades sont communes. Quelques filons-dykes individuels dépassent 300 pieds (100 m) de longueur et leur largeur maximum a plus de 10 pieds (3 m).

Bien que les filons-dykes en soient les traits les plus caractéristiques, le gisement est véritablement plus complexe et il y a une gradation presque continue entre les roches encaissantes et les filons-dykes. Par endroits, les gneiss syénitisés bien foliés et à grains moyens ont été recristallisés en paquets de feldspath et de hornblende en gros cristaux, de biotite, et de magnétite moins abondantes et d'un peu de titanite et de zircon. Ces masses ressemblant à de la pegmatite peuvent atteindre plusieurs pieds (1 m.) de diamètre. Plus loin dans la série sont les paquets pegmatitiques qui contiennent des noyaux de calcite et/ou de fluorine. Les autres minéraux montrent des faces de cristaux bien formés où ils pénètrent dans les matériaux de noyau. Enfin, ce sont les filons-dykes dans lesquels la zone du noyau constitue une proportion substantielle de toute la masse. Ces masses sont généralement plus ou moins tabulaires et les cristaux ont une projection vers le centre à partir des murs. Quelques-uns des cristaux sont partiellement caverneux et englobent des masses semi-isolées de matériaux de noyau. D'autres peuvent être plus réellement euhèdres mais ils contiennent des boulettes arrondies et complètement isolées de matériaux du noyau. A l'intérieur du noyau, quelques minéraux, particulièrement l'apatite, se sont développés en cristaux euhèdres et complètement isolés; eux aussi peuvent englober des boulettes des matériaux du noyau, telles la calcite, la fluorine ou un mélange des deux.

La composition et la structure de ces filons-dykes indiquent une origine de fusion hydrothermale et de recristallisation des roches de l'éponte le long des plans de litage, des joints et des autres fractures. La fin abrupte du filon-dyke qui se trouve exposée à l'extrémité est du principal grattage milite fortement en faveur d'une telle origine — le toit s'incourbant autour pour y devenir le mur.

Les principaux minéraux du gisement sont la microcline, l'antiperthite, l'oligoclase (incluant la péristérite), la hornblende, la calcite, la fluorine, l'apatite, la magnétite et la biotite (lépidomélane). Ceux qui sont présents en quantités mineures sont l'uraninite, la titanite, le zircon, l'allanite, la pyrite, la pyrrhotine, la chalcopyrite, la molybdénite et le quartz. A l'exception de la calcite et de la fluorine, la plupart des minéraux existent sous forme de cristaux grossiers à bien développés. Quelques-uns des cristaux sont plutôt de grands

cristaux de hornblende d'environ 6 pieds (2 m) de longueur, d'apatite de 2 pieds (0,6 m) de longueur et masses d'uraninite de 5 livres (2 kg.).

L'uraninite existe sous forme de cristaux cubiques (quelques-uns avec modification octaédrale) et aussi sous forme de masses irrégulières. La distribution est très erratique et on peut la rencontrer dans les différentes associations telles que: les paquets de gneiss recristallisés et ressemblant à de la pegmatite, les épontes syénitisées adjacentes aux veines, les tapissages de cristaux le long des murs des veines; et de façon isolée à l'intérieur des noyaux des veines.

La calcite et la fluorine qui n'ont pas été affectées par le cisaillement sont grossièrement granulaires. Presque toute la fluorine appartient à la variété pourpre foncé, l'antozonite. Elle est fortement thermoluminescente et triboluminescente; elle sent le fluor et l'ozone lorsque soumise au concassage ou à l'abrasion, ce qui reflète des dommages par radiation. La profondeur de la couleur de la fluorine est un indice de la proximité de l'uraninite. L'antozonite, exposée à la lumière du jour pour quelques temps, va pâlir pour devenir presque incolore. Les blocs sur les rebuts qui gardent une couleur foncée sur le faces exposées contiennent des cristaux d'uraninite qui provoquent une radiation suffisante pour contrer les effets de blanchiment de la lumière du jour.

Plusieurs parties des filons-dykes ont été cisaillées, ce qui a provoqué le dévelopement de structures oeillées et mylonitiques et des patrons très complexes de fluage.

La calcite a été dissoute dans la partie supérieure de quelques-uns des filons-dykes, de telle sorte que les murs tapissés de cristaux sont bien exposés dans les endroits découverts. Bien que la calcite altérée, la fluorine et l'apatite soient communes, les produits d'altération colorés de l'uraninite sont très rares. Des couronnes étroites et tachetées d'hématite entourent plusieurs des cristaux d'uraninite. Références choisies: 14, 26, 62, 66, 76, 78.

Mine d'uranium et de fluorine Cardiff (Endroit 3, figure 16)

Des minéraux d'uranium et de thorium existent dans les nombreux filons-dykes de calcite et de fluorine sur cette propriété. Entre les années 1943 et 1955, plusieurs programmes d'exploration et de développement furent entrepris, mais il n'y a jamais eu de production.

La propriété qui a une étendue assez considérable est dans le canton Cardiff, Ontario. L'occurrence sur laquelle la plu-

par des travaux ont été effectués est située à 3 milles (4,8 km) au sud sud-est de Wilberforce. On s'y rend par une route en gravier qui quitte la route de Wilberforce - Tory Hill à l'extrémité nord du lac Wilbermere. En parcourant 1 mille (1,6 km) vers le nord-ouest en suivant cette route (juste au-delà du pont qui enjambe la rivière Irondale), une route d'accès nous conduit vers le sud sur ¼ mille (400 m) jusqu'à la mine.

Beaucoup de tranchées, de puits et de découverts ont été faits sur toute la propriété. Cependant, les travaux de surface sur le gisement principal ont été très limités; quelques tranchées, puits et grattages dont quelques-uns ont été cachés par des installations plus récentes et des terrils. L'exploration de surface fut suivie par un programme de forage intensif puis, par le développement souterrain; deux adits, un puits incliné et des travaux sur les niveaux de 125 pieds (38 m) et de 250 pieds (76 m). Les ouvrages souterrains ont été fermés et sont inaccessibles, mais il y a un gros amoncellement de matériel qui provient de ces travaux.

Les roches locales sont ici presque en direction de celles de la mine Fission qui se trouve à 2,5 milles (4 km) au nord-est. Sur la propriété Cardiff, cependant, le dépôt principal est en contact avec le marbre sous-jacent plutôt qu'à une certaine distance au-dessus. Les roches locales sont des gneiss calcaires plus ou moins syénitisés et des amphibolites immédiatement sus-jacentes à la série importante des marbres partiellement silicifiés. Ces roches ont une direction nord et un pendage de 40° à 60° vers l'est. La plupart des occurrences qui existent dans la propriété Cardiff montrent le même ordre d'assemblages de minéraux et de structures que celles de la propriété Fission; c'est-à-dire, des paquets de roches ressemblant à de la pegmatite et recristallisées à partir des gneiss apparentés, en passant par des masses accompagnées de petits noyaux de calcite et de fluorine jusqu'aux filons-dykes tabulaires de calcite et fluorine. Dans la plupart de ces occurrences, des cristaux bien développés tapissent les murs des gousses et des veines. Cependant, dans quelques-unes des veines qui constituent le gisement principal, particulièrement celui qui est maintenant exposé sur la surface découverte, les tapissages de cristaux ne sont pas bien développés.

Le principal gisement de la mine Cardiff, tout comme celui de la mine Fission, est constitué d'une série de filons-dykes rapprochés et sub-parallèles qui ont individuellement 4 pieds (12 m) d'épaisseur au maximum et que l'on retrace sur une distance de plusieurs centaines (100 m) de pieds. Ces filons-

dykes sont plus ou moins conformes avec le litage et la schistosité des gneiss et du marbre encaissants, mais on y rencontre aussi des rétrécissements, des gonflements, des bifurcations, des coupures en travers et des disparitions de lentilles.

La composition et la texture des matériaux de la veine qui constitue le principal gisement de la mine Cardiff diffèrent de celles rencontrées ailleurs, sur la propriété de la mine Fission. Le contenu en fer des matériaux de la veine est faible, le mica est de la phlogopite brun pâle; il y a absence de hornblende et de magnétite, mais il y a quelques pyroxènes diopsidiques; et on remarque la présence de scapolite plutôt que celle des feldspaths. Les différences dans la composition de cette série de filons-dykes sont reliées aux principales roches locales — marbres pauvres en fer et partiellement silicifiés — justifiant par là le contenu relativement faible des silicates dans la veine et la déficience en fer là où on en rencontre.

La calcite, la fluorine, la phlogopite et l'apatite en sont les principaux constituants; il y a une quantité moindre de titanite, de scapolite et de pyroxène et une quantité mineure d'uraninite. Tous les minéraux, à l'exception de la calcite et de la fluorine, existent comme des cristaux bien formés qui sont complets ou fragmentés et qui atteignent quelques pouces (10 cm.) de longueur. L'uraninite existe sous forme de cubes qui atteignent 1 pouce (2,5 cm) de diamètre. Tous les cristaux sont disséminés dans une masse très cisaillée de calcite et fluorine finement grenue.

L'absence de garniture cristalline sur quelques murs des veines combinée à l'apparence très cisaillée du matériel des veines indiquent que ce matériel, incluant probablement des fragments de cristaux arrachés des murs originaux, a été pressé à l'état actuel par du fluage de la roche à l'état solide, correspondant ainsi aux forces régionales produites à des températures plutôt basses. La production de failles sous les mêmes conditions pourrait avoir transporté les roches des murs non recristallisées en juxtaposition avec les noyaux des veines, comme c'est le cas du toit de la veine exposée sur la partie découverte.

Une variété de spencite, intermédiaire entre le type spencite et le type tritomite, a été découverte dans un filon-dyke, de calcite et fluorine exposé en surface à une distance d'environ 350 pieds (100 m) au nord nord-est du puits. La spencite existe sous forme d'agrégats brunâtres et arrondis et associés à de l'allanite, de l'augite, de l'oligoclase, de la perthite à microcline et à du quartz.

Référence choisie: 26.

Occurrence d'amphibole d'Essonville (Endroit 4, figure 16)

De l'amphibole en cristaux euhèdres de 8 pouces (20 cm) de longueur existe dans la masse de carbonate à l'intérieur de gneiss de Grenville près d'Essonville, canton Cardiff, Ontario. L'occurrence affleure sur la vieille route d'Essonville, deux milles à l'ouest de son intersection avec la route Wilberforce - Tory Hill, et elle est bien exposée dans une excavation adjacente à la route. L'amphibole est brun foncé à noir et possède un lustre brillant; elle est associée à de la phlogopite prismatique dans une matrice de calcite blanche. Les cristaux à terminaison double sont communs et plusieurs d'entre eux sont jumelés.

RÉFÉRENCES

1. Adams, F. D. et Barlow, A. E., 1910: Geology of the Haliburton and Bancroft area, Province of Ontario; Geol. Surv. Can., Mem. 6.
2. ——, 1913: The Haliburton-Bancroft area of central Ontario; 12th Internat. Geol. Congr., Guidebook No. 2, p. 5-98.
3. Ambrose, J. W., 1943: Brucitic limestone and hastingsite syenite near Wakefield, Quebec; Trans. Roy. Soc. Can., ser. 3, Vol. 37, sec. 4, p. 9-22.
4. Barlow, A. E., 1915: Corundum, its occurrence, exploitation, and uses; Geol. Surv. Can., Mem. 57.
5. Béland, R., 1951: Le pseudo-conglomérat du lac Meach; Le Naturaliste Canadien, Vol. 78, p. 361-366.
6. ——, 1954: Preliminary report on Wakefield area, Gatineau County; Que. Dept. Mines, Prel. Rept. 298.
7. Butler, J. R., 1957: Rare earths and thorium in lyndochite; Am. Mineralogist, Vol. 42, p. 671-676.
8. Carlson, H. D., 1957: Origin of the corundum deposits of Renfrew County, Ontario; Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 68, No. 12, pt. 1, p. 1605-1636.
9. Currie, J. B., 1951: The occurrence and relationship of some mica and apatite deposits in southeastern Ontario; Econ. Geol., Vol. 46, p. 765-778.
10. Eardley-Wilmot, V. L., 1927: Abrasives, Part 2; Corundum and Diamonds; Can. Dept. Mines, Mines, Br., Publ. 675.
11. Edgar, A. D., 1965: The mineralogical composition of some nepheline alteration products; Am. Mineralogist, Vol. 50, p. 978-989.
12. Ells, R. W., 1907: Report on the geology and natural resources of the area included in the northwest quarter-sheet, number 122 of the Ontario and Quebec series comprising portions of the counties of Pontiac, Carleton, and Renfrew; Geol. Surv. Can., Publ. 977.
13. Ellsworth, H. V., 1927: Lyndochite—a new mineral of the euxenite-polycrase group from Lyndoch Township, Renfrew County, Ontario; Am. Mineralogist, Vol. 12, p. 212-218.

14. ——, 1932: Rare element minerals of Canada; Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Ser. 11.

15. Engel, A. E. J., et Engel, C. G., 1958: Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis in northwest Adirondack Mountains, New York; Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 69, p. 1369-1414.

16. Faye, G. H. et Hogarth, D. D., 1969: On the origin of "reverse pleochroism" of a phlogopite; Can. Mineralogist, Vol. 10, p. 25-33.

17. Fleischer, M., 1966: Rare-earths in the aeschynite-priorite series; The status of lyndochite; Mineral. Mag. Vol. 35, p. 801-809.

18. Gadd, N. R., 1962: Surficial geology of the Ottawa map-area, Ontario and Quebec 31G/5; Geol. Surv. Can., Paper 62-16.

19. Gill, J. E., 1952: Early history of the Canadian Precambrian Shield; Proc. Geol. Assoc. Can., Vol. 5, p. 57-68.

20. Gittins, J., Lumbers, S. B. et Gorman, D. H., 1972: Alkalic rock complexes and carbonatites of Ontario and parts of Quebec; 24th Internat. Geol. Congr. Guidebook, Excursion 53.

21. Goudge, M. F., 1939: A preliminary report on brucite deposits in Ontario and Quebec and their commercial possibilities; Can. Mines Branch, memorandum, Ser., No. 75.

22. Harrington, B. J. et Adams, F. D., 1897: On a new alkali hornblende and a titaniferous andradite from the nepheline syenite of Dungannon, Hastings County, Ontario; Am. J. Sci., Vol. 4, No. 1, p. 210-218.

23. Hewitt, D. F., 1954: Geology of the Brudenell-Raglan area; Ont. Dept. Mines, Ann. Rept., Vol. 62, pt. 5, 1953.

24. ——, 1955: Geology of the Monteagle and Carlow townships; Ont. Dept. Mines, Ann. Rept. Vol. 63, pt. 6, 1954.

25. ——, 1956: The Grenville Region of Ontario; *in* the Grenville Problem; Roy. Soc. Can., Spec. Publ. 1, p. 22-41.

26. ——, 1959: Geology of Cardiff and Faraday townships; Ont. Dept. Mines. Ann. Rept. Vol. 66, pt. 3, 1957.

27. ——, 1961: Nepheline syenite deposits of southern Ontario; Ont. Dept. Mines, Ann. Rept. Vol. 69, pt. 8, 1960.

28. ——, 1967: Pegmatite mineral resources of Ontario; Ont. Dept. Mines, Industrial Mineral Rept. 21.

29. Hewitt, D. F. et James, W., 1956: Geology of Dungannon and Mayo townships: Ont. Dept. Mines, Ann. Rept. Vol. 64, pt. 8, 1955.

30. Hoadley, J. W., 1960: Mica deposits of Canada; Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Ser. 19.

31. Hoffman, G. C., 1901: Report of the section of chemistry; Geol. Surv. Can., Summ. Rept. 1899, p. 11-12R.

32. Hogarth, D. D., 1961: A study of pyrochlore and betafite; Can. Mineralogist, Vol. 6, p. 610-633.

33. ——, 1962: A guide to the geology of the Gatineau-Lièvre District; The Canadian Field Naturalist, Vol. 76, No. 1, p. 1-55.

34. ——, 1966: Intrusive carbonate rock near Ottawa, Canada; Mineralogical Soc. India, Vol. IMA, p. 45-53.

35. ——, 1970: Mineralogy of the Evans-Lou pegmatite, Portland West Township, Quebec: Geol. Assoc. Can.-Mineral Assoc. Can., 1970 Ann. Meeting, p. 29.

36. ——, 1970a: Geology of the southern part of the Gatineau Park, National Capital Region; Geol. Surv. Can., Paper 70-20.

37. Hogarth, D. D., Brown, F. F. et Pritchard, A. M., 1970: Biabsorption, Mössbauer spectra and chemical investigation of five phlogopite samples from Quebec: Can. Mineralogist, Vol. 10, p. 710-722.
38. Hogarth, D. D., Steacy, H. R., Semenov, E. I., Proshchenko, E. G., Kazakova, M. E. et Kataeva, E. T., 1972: New occurrences and data on spencite; (in preparation).
39. Hounslow, A. W. et Chao, G. Y., 1967: Geikielite, a new Canadian occurrence; Can. Mineralogist, Vol. 9, p. 95-100.
40. Horne, J. E. T., et Butler, J. R., 1965: A second occurrence of lyndochite; Mineral. Mag., Vol. 34, p. 237-248.
41. Hunt, T. S., 1852: Report of Progress, 1851; Geol. Surv. Can., p. 36-40.
42. ——, 1854: Analyses of mineral species; Geol. Surv. Can., Rept. Prog. 1853.
43. Johnston, W. A., 1917: Pleistocene and recent deposits in the vicinity of Ottawa with a description of the soils; Geol. Surv. Can., Mem. 101.
44. 44. Kasowski, M. A. et Hogarth, D. D., 1968: Yttrian andradite from the Gatineau Park, Quebec; Can. Mineralogist, Vol. 9, p. 552-558.
45. Katz, M., 1969: Geology of Saint-Patrice Lake and Portage-du-Fort areas; Que. Dept. Natl. Res., Prel. Rept. 578.
46. Kay, G. M., 1942: Ottawa-Bonnechère graben and Lake Ontario homocline; Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 53, No. 4, p. 585-646.
47. Kennedy, C. C., 1970: The upper Ottawa Valley; Pembroke: Renfrew County Council.
48. Kumarapeli, P. S. et Saull, V. A., 1966: The St. Lawrence Valley System: a North American equivalent of the East African Rift Valley System; Can. J. Earth Sci., Vol. 3, No. 5, p. 639-658.
49. Lacroix, A., 1941: Les gisements de phlogopite de Madagascar et les proxénites qui les renferment; Ann. Géol. du Service des Mines Madagascar, fasc. 11.
50. Landes, K. K., 1938: Origin of the Quebec phlogopite-apatite veins Am. Mineralogist, Vol. 23, p. 359-390.
51. Lang, A. H., Griffith, J. W. et Steacy, H. R., 1962: Canadian deposits of uranium and thoruim; Geol. Surv. Can., Econ. Geol. Ser. Rept. 16.
52. Lessing, P. et Grout, C. MacD., 1971: Haüynite from Edwards, New York; Am. Mineralogist, Vol. 56, p. 1096-1100.
53. Miles, N. M., Hogarth, D. D. et Russell, D. S., 1971: Wakefieldite, yttrium vanadate, a new mineral from Quebec; Am. Mineralogist, Vol. 56, p. 395-410.
54. Miller, W. G., 1898: Economic geology of eastern Ontario, corundum and other minerals; Ont. Bur. Mines, Ann. Rept., Vol. 7, pt. 3, p. 235.
55. Moyd, L., 1949: Petrology of the nepheline and corundum rocks of southeastern Ontario; Am. Mineralogist, Vol. 34, No. 9-10, p. 736-751.
56. ——, 1950: Structure of the corundum deposit at Craigmont, Renfrew County, Ontario; Proc. Geol. Assoc. Can., Vol. 2, p. 51-56.
57. Osborne, F. F., 1944: Calumet Island area, Pontiac County; Que. Dept. Mines, Geol. Rept. 18.
58. Peach, P. A., 1951: Geothermometry of some pegmatite minerals of Hybla, Ontario; J. Geol., Vol. 59, p. 32-38.

59. Robinson, S. C. et Sabina, A. P., 1955: Uraninite and thorianite from Ontario and Quebec; Am. Mineralogist, Vol. 40, p. 624-633.
60. Rose, E. R., 1959: Iron deposits of eastern Ontario and adjoining Quebec; Geol. Surv. Can. Bull. 45.
61. ——, 1960: Rare earths of the Grenville sub-province, Ontario and Quebec; Geol. Surv. Can., Paper 59-10.
62. Rowe, R. B., 1952: Petrology of the Richardson radioactive deposit, Wilberforce, Ontario; Geol. Surv. Can., Bull. 23.
63. Sabina, A. P., 1970: Rocks and minerals for the collector, Hull-Maniwaki, Quebec; Ottawa-Peterborough, Ontario; Geol. Surv. Can., Paper 69-50.
64. ——, 1971: Rocks and minerals for the collector, Ottawa to North Bay, Ontario; Hull to Waltham, Quebec: Geol. Surv. Can., Paper 70-50.
65. Sabourin, R. J. E., 1965: Bristol-Masham area, Pontiac and Gatineau Counties; Que. Dept. Nat. Res., Rept. 110.
66. Satterly, J., 1943: Mineral occurrences in the Haliburton area; Ont. Dept. Mines, Ann. Rept., Vol. 52, pt. 2.
67. ——, 1945: Mineral occurrences in the Renfrew area; Ont. Dept. Mines, Ann. Rept., Vol. 53, pt. 3, 1944.
68. ——, 1957: Radioactive mineral occurrences in the Bancroft area; Ont. Dept. Mines, Vol. 65, pt. 6, 1956.
69. de Schmid, H. S., 1912: Mica, its occurrences, exploitation, and uses; Can. Dept. Mines, Mines Br., Publ. 118.
70. ——, 1916: Feldspar in Canada; Can. Dept. Mines, Mines Br., Publ. 401.
71. Shaw, D. M., 1958: Radioactive mineral occurrences of the provivnce of Quebec; Que. Dept. Mines, Geol. Rept. 80.
72. Shaw, D. M., Moxham, R. L., Filby, R. H. et Lapkrowsky, W. W., 1963: The petrology and geochemistry of some Grenville skarns; Can. Mineralogist, Vol. 7, p. 420-442, 578-616.
73. Skippen, G. B., 1971: Experimental adta for reactions in siliceous marbles; J. Geol. Vol. 79, p. 457-481.
74. Spence, H. S., 1920: Phosphate in Canada; Can. Dept. Mines, Mines Br., Publ. 396.
75. ——, 1929: Mica; Can. Dept. Mines, Mines Br., Publ. 701.
76. ——, 1930: Pegmatite minerals of Ontario and Quebec; Am. Mineralogist, Vol. 15, No. 10, p. 490-496.
77. ——, 1932: Feldspar; Can. Dept. Mines, Mines Br., Rept. 731.
78. Spence, H. S. et Carnochan, R. K., 1930: The Wilberforce radium occurrence; Can. Dept. Mines, Mines Br., Publ. 719, p. 1-32.
79. Stansfield, J., 1913: Mineral deposits of the Ottawa district; 12th Internat. Geol. Congr., Guidebook No. 3, Excursion A8, p. 87-116.
80. Stevens, R. E., 1938: New analyses of lepidolites and their interpretation; Am. Mineralogist, Vol. 23, p. 607-628.
81. Stevenson, J. S. et Stevenson, L. S., 1955: Uranium-rich thorianite from Pontiac County, Quebec; Trans. Roy Soc. Can., Vol. 49, ser. 3, sec. 4, p. 105-110.
82. Stockwell, C. H., 1964: Age determinations and geological studies, Part II; Geological Studies, Geol. Surv. Can., Paper 64-17, p. 1-21.
83. Thompson, J. E., 1943: Mineral occurrences in North Hastings area; Ont. Dept. Mines, Ann. Rept. 52, pt. 3.
84. Thompson, T., 1836: Outlines of mineralogy, geology and mineral analysis; Vol. 1, London.

85. ——, 1843: Notice of some new minerals; Phil. Mag. Ser. 3, Vol. 22.
86. Vokes, F. M., 1963: Molybdenum deposits of Canada; Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rept. 20.
87. Wilson, A. E., 1946: Geology of the Ottawa - St. Lawrence Lowland, Ontario and Quebec; Geol. Surv. Can., Mem. 241.
88. Wilson, M. E., 1920: The Buckingham sheet; Geol. Surv. Can., Publ. 1691.
89. ——, 1925: The Grenville Precambrian subprovince; J. Geol., Vol. 33, p. 389-407.
90. Winchell, A. N., 1942: Further studies of the lepidolite system; Am. Mineralogist, Vol. 27, p. 114-130.
91. Wynne-Edwards, H. R., 1964: The Grenville Province and its tectonic significance; Proc. Geol. Assoc. Can., Vol. 15, pt. 2, p. 53-67.

Les livrets-guides du XIIième et du XXIVième Congrès Géologiques Internationaux sont également appropriés.

XXIV C.G.I.
Livret-guide des excursions B-23 à B-27
"Un livret-guide de l'excursion du 24ième C.G.I. à Ottawa et les environs, 1972".
Éditeur: Baird, D. M.

Liivret-guide de l'excursion A-35.
"Géologie du Bouclier précambrien entre Winnipeg et Montréal".
Baer, A. J., Ayres, L. D., et Frarey, M. J.

Livret-guide A.53 - C.53.
"Complexes de roches alcalines et de carbonatites de l'Ontario et d'une partie du Québec".
Gittens, J. et Lumbers S. B.

XIIième C.G.I.
Livret-guide no 2, p. 4-98 de l'excursion A2.
"Région Haliburton - Bancroft de l'Ontario centrale".
Adams, F. D. et Barlow, A. E.

Livret-guide no 3, p. 87-116.
"Gisements miniers du district d'Ottawa".
Stansfield, J.